

München 1860

Zur Geologie von Ost-Elba

Johann Friedrich Bodechtel



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554012_0110

ZUR GEOLOGIE VON OST - ELBA

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt

von

Johann Friedrich BODECHTEL

aus

München

Mai 1960



1. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher
2. Berichterstatter: Prof. Dr. R. Dehm

Tag der mündlichen Prüfung: 29. 6. 1960

Druck: Steinbauer u. Hagemann, München 2

Vorwort

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdanke ich Herrn Prof. Dr.-Ing. A. Maucher anlässlich einer Exkursion auf die Insel Elba im Sommer 1955.

Nach der Anfertigung einer Dipl. Arbeit über eine Serie jurassischer Gesteine der Insel bearbeitete ich in den Jahren 1958/59 für meine Dissertation stratigraphisch, tektonisch und lagerstättenkundlich den gesamten Ostteil Elbas mit Ausnahme des Eisenerz-Grubengebietes von Rio Marina.

Für wertvolle Hinweise aus dem nicht bearbeiteten Grubengebiet danke ich vor allem Herrn Dr. F. Gillieron, dem Geologen der Ferromin S.p.A. Zu Dank verpflichtet bin ich weiterhin Herrn Priv. Doz. Dr. H. Hagn und Herrn Dr. W. Barthel für die Bestimmung von Fossilien.

Ganz besonders herzlich danken möchte ich meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. A. Maucher, der durch seine sachlichen und kritischen Anleitungen die vorliegende Arbeit mit reger Anteilnahme förderte.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	1
I. Einführung	1
II. Ältere Arbeiten	3
III. Stratigraphisch-petrographischer Teil	7
1. Palaeozoikum	7
1.1 Der vorkarbone, kristalline Unterbau	7
1.1 1 Gneise und Glimmerschiefer	7
1.1 2 Marmor	9
1.1 3 Serie der "Scisti lucenti" (Phyllite, Amphibolitschiefer, "Cipollino" und Marmor)	10
1.2 Permokarbon	12
1.2 1 Alte Serpentine	12
1.2 2 Tonschiefer, sandige Tonschiefer und Knotenschiefer	13
1.2 3 Quarzite (Verrucano)	15
2. Mesozoikum	16
2.1 Trias	16
Rät	17
Löchrige Dolomite = "Calcarei cavernosi"	17
2.2 Jura	18
2.2 1 Lias	18
2.2 1 1 Weisse, graue und rosa Kalke	18
2.2 1 2 Verschiedenfarbige Tonschiefer = "Scisti varicolori"	19
2.2 2 Dogger	20
Tonschiefer oder schuppige Tone mit Palombinokalten "Argille scagliose con calcari del tipo Palombino"	20
2.2 3 Malm	21
2.2 3 1 Ophiolithe	21
2.2 3 1 1 Serpentin	22
2.2 3 1 2 Gabbro	22
2.2 3 1 3 Diabaspilit	23
2.2 3 2 Der Radiolarit-Hornsteinkomplex (Beitrag zur Genese der Hornsteine)	23
2.2 3 3 Die Zwischenserie	28
2.2 3 3 1 Dunkle, splittrige Kalke	28
2.2 3 3 2 Radiolaritähnliche Pelite mit Kalkeinschaltungen	28
2.2 3 3 3 Mergel	29

	Seite
2.2 3 4 Kalke und Mergel	29
2.3 Kreide	32
2.3 1 Unterkreide	32
Obere Partien der Kalk-Mergelserie	32
2.3 2 Oberkreide	33
Flysch (Sandstein, Kalk, Mergel)	33
3. Känozoikum	36
3.1 Tertiär	36
3.1 1 Eozän	36
Nummulitenbreccie	
3.1.2 Oligozän	37
Die Tiefen- und Ergussgesteine	
3.1 3 Miozän	37
Konglomerate und Breccien der Corbella	
3.2 Quartär	38
3.2 1 Diluvium	38
Verfestigte Breccien = "Panchina"	
3.2 2 Alluvium	38
Flussauen, Strand- und Hangschutt	
4. Zur Petrographie der Eruptivgesteine und ihrer Umwandlungsprodukte	39
4.1 Porphyroide	39
4.2 Alte Serpentine	39
4.3 Ophiolithe	39
4.3 1 Serpentine	40
4.3 2 Gabbro	41
4.3 3 Diabasspilit	42
4.4 Granit (Granodiorit)	42
4.5 Porphyrische Gesteine	44
4.5 1 Quarzporphyr, Granitporphyr etc.	44
4.5 2 Felsitporphyr ("Eurit")	44
4.6 Ganggesteine	45
4.6 1 Aplite	45
4.6 2 Lamprophyre	45
5. Vergleichende stratigraphische Übersicht	45
IV. Hydrographie	46
V. Tektonik	47

	Seite
1.	Kurze Übersicht 47
2.	Besprechung der tektonischen Einheiten 47
2.1	Einheit 1: Die Gneise von Mola und Porto Azzurro 47
2.2	Einheit 2: Die mesozoisch-palaeozoischen Serien Mittel- Elbas zwischen den Colle Reciso und dem Valdana 49
2.3	Einheit 3: Die Flyschscholle im Valdana 50
2.4	Einheit 4: Die oberjurassischen Serien zwischen der West- küste Ost-Elbas und dem Hauptkamm 51
2.5	Einheit 5: Die Schuppenzone 53
2.6	Einheit 6: Die altmesozoischen-palaeozoischen Serien längs der Ostküste 55
3.	Diskussion der verschiedenen Deutungen und Zusammen- fassung 56
VI.	Lagerstätten 59
1.	Eisenerze 59
1.1	Die Eisenerzlagertstätten 59
1.2	Beschreibung der Minerale 64
1.2 1	Pyrit 64
1.2 2	Hämatit 65
1.2 3	Magnetit 66
1.2 4	Kupferkies 67
1.2 5	Arsenkies 67
1.2 6	Magnetkies 67
1.2 7	Lievrit (Ilvait) 67
1.2 8	Hedenbergit 68
1.2 9	Maghemit 68
1.2 0	Brauneisen 69
1.2 0 1	Samtblende (Nadeleisenerz) 69
1.2 0 2	Rubinglimmer 69
2.	Manganerze 70
2.1	Manganlagerstätten 70
2.2	Beschreibung der Minerale 70
VII.	Zusammenhänge mit Apennin und Korsika 70
1.	Paleogeographisch-stratigraphischer Überblick 70
2.	Tektonische Zusammenhänge 72
VIII.	Zusammenfassung 73

	Seite
IX. Literatur	75
1. Geologische Literatur über die Insel Elba	75
2. Weitere verwendete Literatur	84

I. Einführung

Die Insel Elba ist die grösste Insel des toskanischen Archipels, einer weit aus-einandergezogenen Inselgruppe im nördlichen tyrrhenischen Meer. Durch tief eingreifende Buchten lässt sich die Insel in drei Teile gliedern. Auch im geologischen Bau zeigt sich die Dreiteilung. Im Westen liegt das junge tertiäre Granitgebiet des Monte Capanne (1019 m). Die intrudierte Sedimenthülle ist nur noch in den Randgebieten des Granitstockes erhalten geblieben.

Auf eine Einschnürung zwischen dem Golf von Procchio und Campo folgt der wenig hohe (400 m) unregelmässig gestaltete Mittelteil der Insel, der sich überwiegend aus Porphyren, der Rand- und Dachfazies des Granits und Flyschsedimenten aufbaut.

Das östliche Drittel des Mittelteils, das in seinem Bau geologisch schon zu Ostelba zu rechnen ist, die anschliessende Einschnürung der Insel zwischen der Rada und dem Golf von Stella und der sich von Nord nach Süd erstreckende Ostteil der Insel, bilden den eigentlichen Gegenstand unserer Untersuchungen.

Als Kartenunterlage dienen die auf 1 : 10 000 vergrösserten Kopien der beiden Kartenblätter Porto Azzurro und Cavo des Foglio 125 des italienischen Kartenwerkes 1 : 25 000. Die natürliche Grenze des bearbeiteten Gebietes bildet im Norden und Osten die Küste. Im Westen schliessen mit dem Kartenblatt Marina di Campo der Mittelteil Elbas und im Süden mit dem Kartenblatt Capoliveri das Vorgebirge der Halbinsel Calamita an.

Das Grubenfeld der bekannten Eisenerzgruben Rio Marina und Rio Albano, das von Gilliéron (1959) bearbeitet wurde und sich als ein bis zwei Kilometer breiter und sechs Kilometer langer Streifen an der Nordostküste entlang zieht, wurde nicht in die Arbeit einbezogen.

Ost-Elba lässt sich in zwei Halbinseln unterteilen, die nördliche Rio- und die südliche Calamita-Halbinsel. Die Trennung erfolgt durch die nur bis zu 5 m ansteigende Ebene "Piano di Mola", die sich zwischen dem Spiaggia del Lido am Golf von Stella und dem Spiaggia di Mola am Golf von Mola mit einer Länge von 2,2 km erstreckt.

Die Rio-Halbinsel von der Ebene von Mola bis zur Nordspitze der Insel am Kap Vito reichend hat eine Länge von 12 km bei durchschnittlich 3 bis 5 km Breite. Sie wird durch Nord-Südstreichende Bergrücken längsgegliedert. Die Gipfel des 300 bis 500 m hohen Hauptkammes sind fast ausschliesslich an harte, kieselige Hornsteine und Radiolarite gebunden. Die markantesten sind von S nach N: Monte Castello (390 m) Cima del Monte (510 m) - gleichzeitig der höchste Gipfel Ostelbas - Volterraio (394 m), Monte Capanello (408 m), Monte Strega

(428 m), Monte Serra (422 m). Im Norden liegt noch durch Taleinschnitte vom Hauptkamm isoliert der Komplex des Monte Grosso (374 m). Parallel zum Hauptkamm erstreckt sich entlang dem Kanal von Piombino ein östlicher nicht ganz so hoher Gebirgszug, der nur dort in einzelnen isolierten Bergen erhalten ist, wo die Gipfel aus den widerstandsfähigen Quarziten des Perm aufgebaut werden. Hier sind zu nennen: Monte Arco (278 m), Monte Fico (268 m), Torre del Giove (352 m) - höchster Gipfel dieser Kette -.

Die Quergliederung erfolgt durch tief eingeschnittene Täler, so vom Osthang zum Kanal von Piombino durch die Täler von Ortano und Rio, vom Hauptkamm nach Westen durch die von Bagnaia, Nisporto, Nisportino und Mangani. Wo diese Täler ins Meer münden, wird die stark gegliederte Steilküste von tief ins Land hineingreifenden Buchten mit einem 100 bis 200 m breiten flachen Sandstrand unterbrochen.

Im Gegensatz zu der längsgegliederten Rio-Halbinsel stellt die Calamita-Halbinsel eine einheitliche Gneiskuppel dar. Bei Capoliveri liegt auf ihr noch eine Scholle von "Flysch" mit einigen Porphyrgängen. An der Südküste wird der Gneis von metamorphen Kalken, an die reiche Eisenerzvorkommen gebunden sind, überlagert. Im Süd-Westen sind ihr mehrere kleine Klippen, die Gemini-Inseln und der Scoglio Corbella vorgelagert.

Elba und der gesamte toskanische Archipel - von Korsika durch einen tiefen Meeresgraben getrennt - waren noch in spättertiärer und jungdiluvialer Zeit des italienischen Festlandes. Die Trennung vom Festland steht in engstem Zusammenhang mit den diluvialen eustatischen Schwankungen, die von BLANC (1942) eingehend beschrieben wurden.

Für Elba speziell wurde von E. BIANCHI (1945) nachgewiesen, dass die Insel in ihrer heutigen Form während und nach der letzten Würmvereisung entstand. Das Meer stieg nach dem Abschmelzen der grossen Eiskalotten um etwa 100 m an. Parallel dazu ging wahrscheinlich eine sehr unbedeutende Senkung des Landes. Während der Würmeiszeit war Elba noch durch eine Landbrücke mit dem italienischen Festland verbunden. Als Beweis führt E. BIANCHI (1945) unter anderem die untermeerische Wasserscheide in dem nur bis zu 58 m tiefen Kanal von Piombino an. Auch die Oberflächenformen der Insel finden (A. RÜHL, 1912) durch Annahme einer einzigen Abtragungsperiode fast vollständige Erklärung. Die Insel ertrank relativ schnell durch den Anstieg des Meeres. Wo die Flüsse bereits breite, ebene Talböden geschaffen hatten, konnte das Meer weit ins Land vordringen. Sonst umgibt die Insel eine Steilküste mit jungen Abrasionsformen.

II. Ältere Arbeiten

Das geologische Interesse an der Insel wurde zuerst durch die überaus reichen Eisenerzlagerstätten Ost-Elbas geweckt. Weiterhin macht es ihre gesonderte Lage als Insel mit der Mannigfaltigkeit der stratigraphischen Serien und der intensiven Tektonik verständlich, dass die Insel Elba zu einem beliebten Gegenstand geologischer Forschung wurde.

Im folgenden seien nur die umfassendsten und wichtigsten Arbeiten über Elba aufgeführt; die vielen speziellen bleiben jedoch unberücksichtigt. Die erste ausführliche geologische Beschreibung der Insel verfasste SAVI (1833), der Begründer der Geologie der Toskana.

Er unterscheidet als sedimentäre Gesteine den Verrucano, welcher die östliche Küste bildet und den Macigno, der den grössten Teil der Inselmitte einnimmt. Als eruptive Bildung betrachtete er die Massen von Eisenglanz und Magnetit, ferner die Serpentine, Gabros und Granite.

Von B. STUDER (1841) besitzen wir die erste Kartenskizze im Masstab 1 : 200 000. Seine Forschungen befassten sich vor allem mit den westlichen Teilen Elbas und machten die Ansicht über das tertiäre Alter der elbaner Granite allgemein bekannt.

Die erste deutsche geognostische Beschreibung Elbas, welche auf alle drei Inselteile eingeht, verfasste August KRANTZ (1842). Der Arbeit liegen einige Profile, sowie eine geologische Karte im Masstab 1 : 100 000 bei. Sie unterscheidet sich von der STUDERschen Karte vor allem hinsichtlich der Verteilung Macigno-Porphyr. Eine ausführliche Schilderung der Eisenerzgruben von Rio und ihres damaligen Betriebes beschliesst die interessante Arbeit.

Eine weitere, vor allem beschreibende Abhandlung der Geologie Elbas verfasste G. vom RATH (1870).

Er geht auf die einzelnen Inselteile ein und schildert in sehr treffender Weise die Gesteine Elbas nebst ihren Bestandteilen. Weniger seine Schlussfolgerungen als vielmehr die grosse Zahl seiner ausgezeichneten Beobachtungen machen diese Arbeit besonders wertvoll. Nicht zuletzt verdanken wir ihm eine bis ins Einzelne gehende Abhandlung über die Mineralien der Insel Elba.

Die Grundlage sämtlicher neueren Veröffentlichungen über die Geologie Elbas bildet die Monographie B. LOTTI (1886): "Descrizione geologica dell' Isola d'Elba", der eine geologische Karte im Masstab 1 : 25 000 beigelegt ist, die LOTTI mit E. MATTIROLO im Jahre 1882 im Masstab 1 : 10 000 aufgenommen hat.

Er betrachtet Elba als eine normale Sedimentfolge vom Silur bis ins Eozän. Den Sockel bilden Gneise und Glimmerschiefer mit Marmoreinlagerungen. Granit und Porphyry intrudierten dann im Tertiär in die hangenden Sedimente. Seine ausgezeichnete Beschreibung der Schichtfolge wird bis heute noch von den neueren Autoren zugrundegelegt, nur die altersmässige Einstufung gewisser Gesteinsserien, die kaum durch Fossilien belegt sind, hat sich verändert. Dem strukturellen Aufbau Elbas legt er einen weitgespannten Faltenbau zugrunde, der entlang einiger markanter Störungen versetzt wird. Im lagerstättenkundlichen Teil bringt er mehrere detaillierte Beobachtungen aus den Grubengebieten und erklärt die Vererzungen durch heisse, mit dem Granit in Zusammenhang stehende Lösungen.

Nach dem Aufkommen der Deckenlehre versuchte P. TERMIER (1909, 1910) die Tektonik Elbas auf folgende Weise zu erklären:

Er unterscheidet durch Annahme grosser Überschiebungen drei tektonische Einheiten: 1. Die autochthone granitisch-gneisische Unterlage mit vorwiegend eozäner Sedimentbedeckung. 2. Eine Zwischendecke Schistes lustrés mit basischen Eruptiva. 3. Eine nichtmetamorphe Serie von Silur bis Eozän mit basischen Eruptiva. Die praesilurischen Schiefer LOTTI's und die alten Serpentine betrachtet TERMIER als mesozoische Schistes lustrés (Einheit 2), die den Schistes lustres von Korsika entsprechen. Diese sogenannte Intermediärdecke sei auf Elba nur linsenförmig ausgebildet. Sie sei ebenso wie auf Korsika eine ortsfremde Schubmasse, aber woher sie stamme konnte noch nicht nachgewiesen werden. - Die hangende Serie Silur-Trias-Jura-Ophiolith-Radiolarit und Kalk wird als höhere tektonische Einheit 3 gedeutet. Auch diese Decke findet ihr Äquivalent auf Korsika, wenn auch etwas abgewandelt. Die Einheiten 2 und 3 sollen in Gestalt zweier isolierter Deckmulden auf dem autochthonen Granit (1) schwimmen. Die Wurzeln dieser Decken sieht TERMIER anfangs auf Korsika (1910) und später (1928) zwischen Elba und dem Apennin.

TERMIER's Beweise sind: 1. Die auffällige facielle Ähnlichkeit der Schistes lustrés von Elba mit denen von Korsika. 2. Eine mächtige "Mylonitzone" in der Gegend der Ebene von Mola. Hier ist die Intermediärdecke der Schistes lustrés nicht vorhanden und auf dem "Mylonit" liegt die höhere, nichtmetamorphe Decke (3). Der "Mylonit" wurde von LOTTI (1886) als praesilurischer Gneis bezeichnet. Es handelt sich aber nach TERMIER (1910) und NOVARESE (1910) um einen falschen Gneis. Es ist nach ihrer Auffassung mylonitisierter, geschieferter Mikrogranit und Porphyry. 3. Der häufige anormale Kontakt von autochthonem Eozän ohne Grüngesteine aber mit Porphyry und Aplitgängen und den irrthümlich als Eozän bezeichnete Serien mit Grüngesteinen aber ohne Gänge. Diese beiden verschiedenen Eozänserien sollten einen Hauptbeweis für die Deckentheorie liefern.

Bei dem Kongress der italienischen geologischen Gesellschaft unter der Leitung von P. ALOISI auf Elba (1910) wurden die bisherigen Ergebnisse diskutiert und es setzten sich die Deckentheorien TERMIERS mehr oder weniger durch.

CADISCH (1929) erscheint das muldenförmige Auflagern der Decken auf das Autochthon fraglich. Auch stellen er und STEINMANN (1913) die Serien mit Grüngesteinen in den oberen Jura. ARTL und KÖNIGSBACHER (1913), die sich mit TERMIERS Thesen auseinandersetzten, scheint ein Hinweggleiten der Decken über den völlig frischen Granit des Monte Capanne zweifelhaft.

Zu erwähnen wären noch die Arbeiten von WIJKERSLOOTH (1934) über den Bau des Apennins und der Toskana und von L. W. COLLET (1938), der einige sedimentpetrographische und tektonische Arbeiten über Elba herausgab, die die Ideen Termiers weiterentwickelten. Collet unterscheidet 4 tektonische Einheiten, und zwar unterteilt er Termier's (1910) 3. Komplex in zwei Einheiten.

Völlig neue Wege geht TREVISAN (1948, 1950, 1951) mit seiner "Tektonik der Schweregleitungen" in "L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità".

Beim Aufdringen des Granitstockes des Monte Capanne sollen die ihn überlagernden Sedimente an seinen Flanken abgeglichen sein und sich übereinandergeschoben haben. Bei einer späteren Granitintrusion unter den Kanal von Piombino, deren Randfacies in den Porphyren von Campiglia Marittima zu finden sei, wäre die Unterlage der Gleitbretter gewölbt worden, die dadurch gekippt und weiter zusammengeschoben nun als westfallende Schollen hintereinander liegen. Trevisan unterscheidet fünf Komplexe, die sich stratigraphisch stark überschneiden. Der unterste (I) ist, da dem Granit am nächsten, hochmetamorph. Der Grad der Metamorphose nimmt von Komplex zu Komplex immer mehr ab. Die hangenden (III-V) sind praktisch nicht mehr metamorphisiert.

Komplex I bildet der Gneis von Calamita karbonen Alters. Er stellt die autochthone Unterlage dar. Komplex II ist die eigentliche tektonische Schlüsseleinheit der Schweregleitungstheorie. Er umfasst den Gneis von Ortano und die autochthonen, praesilurischen Schiefer LOTTI's (die intermediäre Decke der Schistes lustres nach Termier). Trevisan stellt die tektonische Einheit II in den Jura - Termier sprach auch schon von mesozoischem Alter - wobei dieses untere Gleitbett, da magmanäher, das hochmetamorphe Äquivalent der jurassischen Schiefer und Kalke (Lias und Dogger) einer höheren tektonischen Einheit, nämlich des Komplexes IV sei. Beim Vergleich der metamorphen und nichtmetamorphen Serie zeigt sich eine deutliche Analogie der Lithologie und Faciesfolge. Komplex IV, der die Lias-Doggerschiefer und die Malmkalk-Radiolarit-Ophiolithzone umfasst, ist nicht metamorph. Der liegende Teil dieser Serie, die Dogger-

schiefer mit Kalkzwischenlagen des Types Palombino und der Serpentin seien, wie schon erwähnt, das Äquivalent des Komplexes II.

Komplex V bildet die Flyschdecke von Capoliveri und vom Monte Fabrello mit ihren Porphyrdurchbrüchen. Diesen Komplex als gesonderte tektonische Einheit zu betrachten ist neu. Bei allen älteren Bearbeitern stellte der Flysch nur die sedimentäre Bedeckung des autochthonen Granits dar.

Im Gegensatz zu Trevisan hält BENEÖ (1948) an der Lotti'schen Schichtfolge fest.

Er unterscheidet vier tektonische Einheiten:

1. Das Autochthon: Granit, Porphyr, Gneis und die metamorphen und nicht-metamorphen Sedimente vom Praesilur bis zum Dogger im Valdana und am Spiaggia del Lido.
2. Dieselbe metamorphe und nichtmetamorphe Sedimentfolge wie unter 1, die aber im O der Insel als allochthone Schubmasse vorliegt.
3. Die Decke der Malmkalk-Radiolarit-Ophiolithgruppe.
4. Die Flyschdecke mit den Porphyr- und Granitgängen.

In West-Elba durchbrach der Granit des Monte Capanne die schon vorher überschobene Decke der Malmkalk-Radiolarit-Ophiolithzone (3). Auch im Mittelteil der Insel intrudierte die porphyrische Randfazies des Granits in die eben erwähnte Decke und den auf diese sedimentierten Flysch. Somit ist die Bewegung der Ophiolithdecke in voreozänes Alter zu stellen. Der Flysch selbst wurde erst nach der Granitintrusion in östlicher Richtung überschoben, so dass die Tektonik der Flyschdecke nacheozänen Alters ist.

Die Arbeiten der letzten Jahre sind zum grössten Teil noch unveröffentlichte Spezialkartierungen aus der Schule Trevisans, die die Theorie der Schweregleitungen unterbauen sollen, oder spezielle Veröffentlichungen über Lagerstätten und die Eruptivgesteine der Insel. (GILLIERON (1959), COCCO u. GARAVELLI (1953) u.a.).

III. Stratigraphisch-petrographischer Teil

1. Palaeozoikum

1.1 Der vorkarbone, kristalline Unterbau

1.1 1 Gneise und Glimmerschiefer

Den kristallinen Sockel der ostelbaner Schichtfolge bilden die Gneise und Glimmerschiefer von Calamita, Valdana und Ortano.

Sie treten zu beiden Seiten des Valle di Mola auf und bilden im Süden fast das gesamte Vorgebirge von Calamita. Weiterhin ziehen sie sich als schmaler Streifen von Porto Azzurro bis Capo Ortano entlang der Ostküste. Sie decken sich nicht völlig mit den von LOTTI (1884), in seiner Kartierung ausgeschiedenen Gneisen pr₁, da grosse Teile dieser vor allem das untere Valdana, wie auch Teile zwischen Terranera und dem Punta delle Canelle eindeutig den hangenden Phylliten der "Scisti lucenti-Gruppe" zuzuordnen sind (siehe auch TREVISAN 1950, 1951).

Das Liegende der Serie bilden auf Calamita feinkörnige Gneise, sogenannte Cornubianitgneise mit eingeschalteten Glimmerschieferlagen. Die liegenden Partien im Valle di Mola und in Ortano sind diaphtoritische Plagioklas-Hornblendegneise, ebenfalls mit Glimmerschiefer einschaltungen. Diese diaphtoritischen Gneise sind meist stark zersetzt und durchbewegt. Das Gefüge zeigt ausgeprägten Zeilenbau und markante Lagentrennung.

U.d.M. zeigt es sich, dass das Gestein weitgehend zersetzt, aber vor allem Quarz bereits wieder gesprosst ist. Die Biotite sind stark chloritisiert oder ausgebleicht, was auf rückschreitende Metamorphose zurückzuführen ist. Heute herrschen Muskovite vor. Die grossen Augite sind zum Teil in schuppigen Serizit-Muskovit zersetzt. Die Plagioklase treten oft als Porphyroblasten auf, sind aber weitgehend serizitisiert. Als Übergengenteile finden sich Apatit, Zirkon und Erz.

Als weitere Varietät tritt ein diaphtoritischer hornblendefreier Muskovitgneis auf.

U.d.M. zeigt sich wieder eine weitgehende Neubildung des Quarzes. Eine Pg I-Generation wurde völlig serizitisiert. Eine Pg II-Generation tritt als Neubildung auf.

Über den liegenden diaphtoritischen Gneisen folgen in einer Mächtigkeit von 50 bis 100 m helle, weniger durchbewegte Glimmerschiefer. Sie bilden vor allem die "Gneise" von Ortano und einen Teil der Serien im Valdana.

DEBENEDETTI (1953) beschreibt eine analoge Gesteinsfolge unter dem Marmor am Praticciolo auf der Halbinsel Calamita.

U.d.M. ist der Mineralbestand vor allem Muskovit, Biotit und Quarz. Die grossen Quarzkörner wurden zu "Augen" ausgewalzt, von Glimmern umflasert und in ihrem Druckschatten zeigt sich eine auffallende Rekristallisation von zertrümmerten in s eingeregelter Quarzkörnern. (Abb. 1)

Die starke Durchbewegung des Gesteins führte auf schichtparallelen Bewegungsbahnen zur Bildung von Myloniten und Ultramyloniten, die bis zu metermächtigen Lagen in die Gneise und Glimmerschiefer eingeschaltet sind.

TERMIER (1911) und NOVARESE (1910) verleiteten diese dazu, die gesamten Serien vom Valdana und von Ortano als Mylonite zu bezeichnen.

Die Meinungen in der Alterseinstufung dieser Gesteine gehen weit auseinander. LOTTI (1886) stuft sie ins Praesilur ein. TERMIER (1911) und NOVARESE (1910) unterscheiden einerseits die praesilurischen Gneise von Calamita und andererseits die "falschen Gneise" von Valdana und Ortano, die sie als tertiäre mylonitisierte Porphyre und Granite deuten.

TREVISAN (1950, 1951) sondert von den autochthonen Gneisen und Glimmerschiefern mit Apliten der Calamita-Halbinsel die allochthonen Glimmerschiefer und Phyllite ab. Beide Serien haben nach ihm karbonisches Alter.

Nach TERMIER (1911), NOVARESE (1910), TREVISAN (1950, 1953) und DEBENEDETTI (1953) sind sowohl in die liegenden Gneise wie auch in die hangenden Glimmerschiefer Lagen von Porphyroiden und Porphyroidgneisen eingeschaltet. Die Analogie mit Porphyreinschaltungen in den silurischen unterkarbonen Serien der Apuaner Alpen und Sardiniens veranlassten DEBENEDETTI dasselbe Alter für die Schichtfolge auf Elba anzunehmen. Auch ich schliesse mich der Meinung DEBENEDETTIs (1953) und BEHRMANNs (1958), der eine Ähnlichkeit mit nicht-metamorphen silurischen Serien Sardiniens feststellte, an und stufe die Gneise und Glimmerschiefer ins Silur bis Unterkarbon ein.

Die Metamorphose der Gneise ist karbonen Alters, was vor allem im übrigen tyrrhenischen Raum (BEHRMANN 1958) im Zusammenhang mit der Intrusion granitischer Magmen (auf Elba Reste in den Porphyroiden) beobachtet werden kann.

Eine weitere metamorphe Überprägung erfuhren die Gneise und Glimmerschiefer bei der Intrusion des ostelbaner Granits. Die Granite, die im Valle di Mola noch ausbeissen, sind nach der von TREVISAN (1953) angeführten Bohrung bei Terranera erst in 179 m unter NN zu treffen. Dies erklärt bei dem allmählichen Abtauchen der Granitoberfläche nach E die höhere Metamorphose in den Gneisen der Mola (Aplitgänge) und die geringere Metamorphose in den Glimmerschiefern von Ortano, auch ohne Annahme einer tektonischen Verfrachtung (TREVISAN 1951)

1.1 2 Der Marmor

Über den Gneisen und Glimmerschiefern folgt als normales Glied der Paraserie ein 30 - 50 m mächtiger Marmor. Teilweise wird er tektonisch reduziert oder ausgequetscht, teilweise in seiner Gesamtmächtigkeit in Skarn umgewandelt.

An der Ostküste lässt sich der Marmor von Porticciolo im Norden über das Tal von Ortano bis zum Punta delle Cannelle in der Nähe von Terranera verfolgen. Er überlagert hier auf mehrere Kilometer kaum gestört und konstant mächtig die Glimmerschiefer der kristallinen Unterlage. Nur oberhalb von Porticciolo ist er auf eine kurze Strecke hin durch Skarnerze ersetzt. Nördlich der Ebene von Mola finden sich noch einige kleinere Fetzen im Hangenden des Gneises. Im Süden unterhalb von Capoliveri ist der Marmor wieder durchgehend zwischen den Gneis und die Porphyrscholle eingeschaltet. Weiterhin finden sich im Valdana als Liegendes einer tektonischen Einheit noch Linsen dieses Marmors.

Der Marmor ist von weisser Farbe und einförmig grobkristallin. In den unteren Partien ist er stellenweise gebändert, öfters aber nur von dunklen, dem ehemaligen S parallelen Schlieren durchzogen. In den oberen Partien hat der Marmor mehr massigen Charakter. Er ist völlig frei von organischen Resten.

U.d.M. zeigt sich ein grobkörniges, granoblastisches, richtungsloses Gefüge. Die Calcitkristalle zeigen häufig Zwillingslamellierung. Neben dem Calcit findet man noch untergeordnet Muskovite, die im Gegensatz zu den Karbonatkörnern meist eingeregelt sind.

LOTTI (1886) stellt ausser dem Marmor (pr_3) auch dolomitische Marmore (pr_2) ins Praesilur.

TREVISAN (1950) spricht dem Marmor (LOTTIs pr_2 und pr_3) zunächst karbonisches Alter zu, stellt ihn aber dann (1951) ins Lias-Rät als Schichtglied seines Komplexes II.

BENEO (1952) und DEBENEDETTI (1953) stellen den Marmor (pr_2 und pr_3) als normales Glied in die Paraserie.

Die Serien pr_2 und pr_3 muss man aber völlig getrennt betrachten, da nur pr_3 zur metamorphen Paraserie gehört. pr_2 ist nach Ausbildung und Schichtverband ins Rät zu stellen und wird dort betrachtet.

Die Annahme TREVISANs (1951, 1950) in dem Marmor von Ortano (pr_3) das metamorphe Äquivalent der Kalke des unteren Jura (Hettangien) und des Rät zu sehen, muss abgelehnt werden. Es ist nicht möglich in dem über seine ganze Mächtigkeit ziemlich einförmigen Marmor die dolomitischen Kalke und die dunklen, geschichteten Kalke des Rät, sowie die Massenkalk des Lias wiederzuerkennen. Weiterhin widerspricht die ausserordentliche Mächtigkeit von mehreren hundert Metern der nichtmetamorphen Rät-Liasserie im Norden der

Halbinsel der Mächtigkeit von nur 30-50 m dieses Marmors. Auch die nichtmetamorphenen Rätkalke, die im Gebiet von Ortano, d.h. in der näheren Umgebung des Marmors auftreten, sind selbst schon 150-200 m mächtig. Die von TREVISAN (1951) im Liegenden des Marmors angegebene Störung, die eine geringere Mächtigkeit desselben erklären würde, konnte nur im Süden, wo der Marmor langsam auskeilt, nachgewiesen werden.

1.1 3 Serie der "Scisti lucenti" (Phyllite, Amphibolitschiefer "Cipollino" und Marmor).

Die hangenden Teile des kristallinen Sockels bildet eine 250 m mächtige Serie von Phylliten mit lagen- und linsenförmigen Einschaltungen von Amphibolitschiefern, Cipollino und Marmor. In die Literatur sind diese Gesteine unter dem Namen "Schistes lustrés" oder "scisti lucenti" eingegangen. Sie finden sich einerseits entlang der Ostküste von Rio Marina bis Terranera, andererseits im Valdana über den basalen Glimmerschiefern und Marmoren.

In die Phyllite sind vor allem im Liegenden metermächtige Marmorlagen eingeschaltet. Hier tritt der Phyllit völlig zurück. Ins Hangende werden die Einlagerungen selten, geringmächtig und meist linsenförmig. Hier liegt auch kein Marmor, sondern Cipollino vor. Die obersten Partien sind wie bei Terranera und im Valdana oft völlig frei von Einschaltungen.

Die Phyllite sind von braungrauer Farbe und oberflächlich meist stark verwittert. Schon die sanften Formen des Geländes weisen auf dieses wenig resistente Gestein hin.

Der Grad der Metamorphose ist nicht sehr hoch. Es sind epizonale Bildungen. Vor der Umwandlung dürften hier tonige Sedimente mit Einschaltungen von Mergeln, kalkreichen Mergeln und Kalken vorgelegen haben.

Je nach dem Mineralbestand liegen Quarzphyllite, Serizitphyllite oder Graphitphyllite vor. Jedoch treten Serizit und Graphitphyllite gegenüber den Quarzphylliten in den Hintergrund.

Der Mineralbestand ist vor allem Quarz und feinschuppiger Muskovit d.h. Serizit. Daneben finden sich Biotit und in stärker verwitterten Proben schlierige Brauneisenausscheidungen. Als Akzessorien treten Erz, Turmalin, Chlorit und Graphit auf. ¹⁾

U.d.M. zeigt das im Handstück noch wenig beansprucht wirkende Gestein eine deutliche schichtparallele, linsige Zerschörung. Das Gefüge zeigt

¹⁾ Für die Unterstützung bei der Bearbeitung der Phyllite möchte ich hier Herrn Dipl. Geol. Dimroth danken.

straffe, parallele Einregelung der Glimmer und deutliche Lagentrennung. Wenige posttektonische Querglimmer treten auf. Die Quarze werden von den in Scherbahnen eingeregelten Serizitschuppen umflasert. Ungeregelte Serizitlinsen lassen auf Relikte der Ursprünglichen Bestandteile schliessen. Der Biolit wurde häufig quantitativ durch Serizit ersetzt. Der Graphit ist selten in den Quarz- oder den Serizitlinsen anzutreffen, aber häufig in den Scherbahnen angereichert. Chloritschuppen sieht man sowohl in den Quarzlinsen als auch im Serizitgefüge der Scherbahnen. Die posttektonischen Querglimmer sind meist Muskovite.

Die Amphibolitschiefer sind linsenförmig in die Phyllite eingeschaltet und durch ihre deutliche Grünfärbung leicht zu erkennen. Der Mineralbestand dieses ebenfalls stark durchbewegten Gesteins ist Amphibol, Quarz und Plagioklas, daneben Chlorit, Zoisit und Erz.

U.d.M. zeigen die Lagen der faserigen Amphibole ein erkennbares, aber nicht sehr ausgeprägtes Parallelgefüge. Die Minerale liegen als Skelette und in feinstengeligen Aggregaten vor. Schlierige Brauneisenausscheidungen sind häufig. Neben ihnen lässt auch die intensive lichtbraune Eigenfarbe der Minerale auf ein sehr eisenreiches Glied der Hornblendereihe schliessen. Zwischen den Amphibollagen finden sich Quarz und Plagioklas, eingebettet in feinschuppigen Serizit. Auch der Plagioklas ist schon teilweise serizitisiert. Er ist ziemlich Ca-reich, nämlich Andesin bis Labrador. Als Übergemengteil treten Chlorit, Zoisit und Graphit auf.

Als Besonderheit zeigt eine frische Probe aus einem Steinbruch bei Porticciolo Calcit, der in feinsten Zerrissen quer zu S das Gestein durchsetzt.

Der Cipollino, dieses grauweiße, in der Farbe dem Marmor ähnliche Gestein, lässt schon im Handstück als Hauptmineral ein kalkreiches Glied der Aktinolithreihe, Grammatit (Tremolit) und daneben etwas Chlorit und Muskovit erkennen.

U.d.M. zeigen sich feine, hochlichtbrechende, rosettenförmig angeordnete Nadeln von Grammatit. Das Gefüge ist sehr verfilzt. Sporadisch sind Chloritschuppen, Muskovit und Erz eingestreut.

Die Marmorbänke im liegenden Teil der Phyllitserie unterscheiden sich kaum von dem eigentlichen Marmorzug des kristallinen Sockels. Nur lässt sich eine gewisse Paralleltextur durch eingelagerte Glimmerschlieren erkennen, was die Italiener dazu veranlasste, sie als "Calci scisti", d.h. Kalkschiefer, zu bezeichnen.

LOTTI (1886) bezeichnet die Serie als Glimmerschiefer mit Marmoreinlagerungen. Er stuft sie in seine normale praesilurische Folge unter der Bezeichnung pr_4 ein.

TERMIER (1910) stuft auf Grund eines Vergleiches mit Schichten Korsikas diese "Schistes lustrés" in den Jura ein. Er sieht in ihnen eine allochthone, weitverfrachtete Einheit.

TREVISAN (1950-1951) stellt auf Grund facieller Ähnlichkeit mit einer nichtmetamorphen Serie die "Scisti lucenti" als höhermetamorphe, unter- bis mittelmurassische Sedimente in seinen Komplex II.

Die Scisti lucenti sind jedoch sicher dem praekarbonischen kristallinen Sockel zuzuordnen.

Die Tatsache, dass im Liegenden die kalkigen Einlagerungen überwiegen und gegen das Hangende zurücktreten oder ganz verschwinden, widerspricht der Ansicht TREVISANs (1951), da die nichtmetamorphe Juraserie genau umgekehrt im Liegenden reine Tonschiefer und im Hangenden Tonschiefer mit eingeschalteten Linsen zeigt.

Ausserdem schliesst der völlige ruhige Verband mit den liegenden Serien die Annahme einer allochthonen Schubmasse (TERMIER (1910), TREVISAN (1951)) aus.

1.2 Permokarbon

Während sich das Alter des kristallinen Sockels nur aus Analogieschlüssen als Altpalaeozoikum bestimmen lässt, ist die folgende Gesteinsserie eindeutig in das jüngere Palaeozoikum einzustufen. Sie besteht aus Serpentin, Tonschiefer und Sandschiefer des oberen Karbon und des unteren Perm, sowie Quarziten des oberen Perm, die mit ihren hangenden Partien in die Trias überleiten. Es liegt in ihr also eine leider sehr fossilarme Folge vom oberen Karbon bis ins obere Perm vor.

1.2.1 Alte Serpentine

Der Serpentin mit einer tektonisch oft reduzierten Mächtigkeit (10 m und 200 m) findet sich zwischen Rio Marina - maximale Mächtigkeit - und Terra-nera, sowie im Valdana.

Die Serpentine treten immer nur im Zusammenhang mit den Schiefen des oberen Karbon auf. Auch bei Verschuppungen innerhalb der Permokarbonserie, wie im Valdana, sind sie immer die liegenden Teile der einzelnen Schuppen. Bewegungsbahnen zwischen Karbonschiefern und Serpentin sind selten und nur von lokaler Bedeutung. Dagegen ist die Grenze gegen die "Scisti lucenti" oft tektonisch. Diese Tatsachen widerlegen TERMIER (1910) und TREVISAN (1950, 1951), die den Serpentin dem metamorphen Jura, also noch TREVISANs Komplex II zuordnen und so dem hangenden oberjurassischen Serpentin gleichsetzen.

Diese mesozoischen Serpentine unterscheiden sich ausserdem von den jungpalaeozoischen durch eine typische Vergesellschaftung mit Diabas und Gabbro, die den permokarbonen Serpentinien völlig fehlt.

1.2 2 Tonschiefer, sandige Tonschiefer und Knotenschiefer

Über dem Serpentin liegt eine Schieferserie, in die sich wechselnd sandige Partien einschalten. Ihre Mächtigkeit beträgt 50 m bis 100 m. Jedoch nördlich des Monte Fico schwellen die Schiefer auf 300 m Mächtigkeit an.

Die Schichten lassen sich durchgehend vom Torre del Giove bis über den Fosso Reale, nahe Porto Azzuro, verfolgen. Im Valdana sind sie massgebend an dem Aufbau der Berge Monte Fabrello und T.P. 119 m beteiligt.

Die liegenden Partien der Schieferserie bilden graue und schwarze Wechselagen dünnbankiger, sandiger Tonschiefer. Sie finden sich nur ausserhalb meines Arbeitsgebietes an der Küste nördlich von Rio Marina und auf der Insel Palmaiola im Kanal von Piombino. GILLIERON (1959) konnte bei R. Marina im Liegenden Kalke nachweisen, die er "calcarei di Vigneria" nennt.

Darüber folgen violette, schwarze und aschengraue feinplattige Tonschiefer mit mehr oder weniger stark sandigen Einschaltungen. Über ihnen werden die sandigen Einlagerungen immer häufiger und leiten allmählich in Quazitschiefer und Quarzite über.

In dem bearbeiteten Gebiet sind die oberen, ebenso wie die unteren Partien der permokarbonen Schiefer nicht entwickelt. Nur die mittleren schwarzen und grauen Schiefer liegen südlich des Monte Fico und im Valdana, also im Bereich der geringeren Mächtigkeit, als Knoten- und Fruchtschiefer vor. Sie sind lithologisch eindeutig die Fortsetzung der nichtmetamorphen Schiefer von Rio Marina. Der Grad der Metamorphose nimmt nach Süden hin zu und ist durch den ostelbaner Granit bedingt. Im Valdana konnte in den Schiefen ein Aplitgang beobachtet werden. Dies widerlegt die Ansicht TREVISANs (1951), der Aplit wäre über dem Marmor des kristallinen Sockels nicht mehr zu finden.

LOTTI (1886) und TERMIER (1910) stuften die wenig mächtigen Schiefer südlich des Monte Fico und im Valdana, sowie an der Küste nördlich von Rio Marina (Ripa Bianca) und auf Palmaiola ins Obersilur (LOTTI's s_1 und s_2) ein. Veranlasst wurde dies durch einige Fossilien nach einer Arbeit von Meneghini (1883) (*Orthoceras* sp. ind., *Monograptus* sp. ind.), bei denen es sich um sehr unsichere, kaum bestimmbare Reste handelte.

Die mächtigen Serien bei Rio Marina stellte LOTTI (1886) grösstenteils ins Perm und zu einem geringeren Teil ins Karbon. In neueren Arbeiten bezeichnen LOTTI (1923), TREVISAN (1950, 1951) und BENEÓ (1952) die gesamte

Serie einschliesslich der Quarzite als Permokarbon. (TREVISANS Komplex III).

Die Serien südlich des Mt. Fico sind völlig fossilleer. Doch in den Schichten der Ripa Bianca fand DE STEFANI (1917) Arten von:

Schizodus	Zeophycos
Ctenodonta	Ciropora
Productus	Janeia
Cyathocrinus	Solenomorpha

Macrodon

Diese Fauna beweist für den unteren Teil der Serie oberkarbones Alter. In den hangenden Teilen der Schieferserie fand ich nördlich des Torre del Giove in 50 m NN über der Cala del Paffe ¹⁾ Stielglieder von Cyathocrinus (s. auch Fossen 1885) und paleozoische Grossforaminiferen.

Bei den Stielgliedern handelt es sich um folgende Arten: ²⁾

cf. Poteriocrinites quinquangualis T. T. AUSTIN

cf. Platycrinites.

Bei den Foraminiferen liegen Arten von Neofusulinen und Pseudoschwagerinen ³⁾ vor. Diese Fauna beweist für den oberen Teil der Serie unterpermisches Alter, somit stehen die mittleren Partien, deren südliche Fortsetzung die Knotenschiefer des M. Arco und Valdana sind, an der Grenze Karbon-Perm.

Die Hauptbestandteile der Ton- und Knotenschiefer sind Serizit und Quarz, der in den sandigen Schiefen überwiegt. Die Knoten sind aus Graphit und Andalusit gebildet. Als Übergemengteile finden sich Turmalin, Apatit, Zirkon und Magnetit. Die Minerale sind sehr stark eingeregelt und das Gestein ist teilweise von Scherbahnen durchzogen. Folgende Typen lassen sich unterscheiden:

Stark sandiger, nicht zu dünnbankiger, grauer Schiefer von Palmaiola:

U.d.M. idiomorphe, feinkörnige Quarze mit wenig Serizitfüllmasse. Bei schwacher Vergrößerung lässt sich eine gewisse Einregelung erkennen.

Grauer, phyllitischer Tonschiefer von der Cala del Paffe am Torre del Giove:

¹⁾ Die Kenntnis dieses Fossilfundpunktes verdanke ich Herrn Dr. F. Gilliéron, der mir freundlicherweise gestattete, hier im Grubengebiet Proben zu nehmen.

²⁾ Nach Dr. W. Barthel.

³⁾ Nach Priv. Doz. Dr. H. Hagn.

U.d.M. sind Hauptbestandteile feinste Schuppen von sehr streng eingeregelter Serizit. Neben dem Serizit findet man eine relativ starke Beteiligung feinsten Quarzkörner, die in Serizit eingelagert einen deutlichen Lagenbau hervorrufen. Die einzelnen Lagen sind fein gefältelt. Als Akzessorium tritt etwas Graphit auf.

Stark sandiger, grauer Knotenschiefer vom Südabfall des Monte Arco:

U.d.M.: Linsen und Lagen feinkörniger Quarze werden von Serizit, teils in Scherbahnen eingeregelt, umflusst. Größere Muskovite sind syntehtonisch teils verbogen, teils aufgeblättert oder zerschert. Daneben treten posttektonische Muskovitporphyroblasten auf. Graphit ist in Knoten im Serizit angereichert und verleiht diesem einen grauen Pleochroismus.

Höher metamorpher, schwarzer, dünnplattiger Knotenschiefer vom Monte Fabrello im Valdano:

U.d.M.: Eine quarzphyllitische Matrix mit viel feinschuppigem Serizit und Quarz. Im Gefüge ist das Gestein feinlinsig zerschert mit deutlichem Lagenbau. Durch die Metamorphose aggregiert sich der Graphit in Knoten. Zugleich sprosst Andalusit, in der quarzreichen, phyllitischen Masse ein feinverzweigtes Maschenetz bildend, auf. Als posttektonische Querporphyroblasten finden sich Oktaeder von Magnetit.

Die ähnliche Zusammensetzung der kaum metamorphen, phyllitischen Tonschiefer im Norden und der metamorphen Knotenschiefer im Süden zeigt, dass sicher beide derselben Serie entstammen. Dagegen sind die liegenden, anders ausgebildeten Schiefer des oberen Karbon (siehe Schliff Palmaiola) im Süden nicht mehr vorhanden.

1.2 3 Die Quarzite. ("Verrucano")

Das Hangende der Permokarbonserie bilden Quarzitschiefer und mächtige Quarzite mit Einschaltungen von Konglomeratbänken. Die Quarzite erreichen eine Mächtigkeit von 100 m - 200 m. Entlang der Ostküste am Torre del Giove mächtig entwickelt, treten sie südlich und im Valdano nur noch linsenförmig auf.

Ihre liegenden Anteile sind wenig mächtige, nur teilweise ausgebildete Quarzitschiefer. Meist liegen jedoch die hangenden, massigen Quarzite mit Konglomerateinschlüssen ohne Übergang auf den Tonschiefern.

Nach LOTTI (1886) und TERMIER (1910) sind die Quarzite Perm, das pm₂ der Karte LOTTI's.

TREVISAN (1955) zeigte in einer Arbeit über die Trias der Toskana, dass diese Gesteine an der Typuslokalität des Verrucano am Monte Verruca in ihren hangenden Partien weit in die Trias reichen.

Die Quarzite repräsentieren nicht, wie man bisher allgemein annahm, die Grenze Rotliegendes - Zechstein, sondern eine vielleicht nicht lückenlose Folge - das zeigen die Konglomeratlagen - von der Grenze Unterperm - Oberperm, dem eigentlichen Verrucano, bis in die Trias. Die Analogie mit den allerdings 2.000 m - 3.000 m mächtigen Serien in den Monte Pisani berechtigt in Elba zu derselben altersmässigen Einstufung. Fossilien fehlen allerdings auf Elba völlig und auch in den Monte Pisani sind nur gewisse permische Horizonte durch Pflanzenreste genauer einzustufen.

Der Hauptbestandteil dieser fein- bis grobkörnigen, braungelben Quarzite ist Quarz, untergeordnet feinschuppiger Serizit. Überall finden sich eingelagerte Brauneisenschlieren.

U.d.M. zeigt sich ein granoblastisches Gefüge der Quarzkörner. Die Korngrenzen der Quarze sind leicht verschwommen und verzahnt. Zwischen den einzelnen Körnern tritt Serizit auf. Das Gestein wird von jüngeren, mit Quarz gefüllten Klüften durchsetzt. Feldspat findet sich selten. Brauneisenausscheidungen sind häufig zu beobachten.

Die Quarzite sind im Valdana und im Fosso Reale bei Porto Azzurro teilweise höher metamorph und geschiefert. Die Schiefer sind stark linsig zerschert mit deutlicher Lagentrennung von Quarz und feinschuppigem Serizit. In den Scherbahnen ist Brauneisen häufig. In der untersten Schuppe im Valdana sind sie noch höher metamorph und zeigen bereits den Charakter von Quarzglimmerschiefern.

2. Mesozoikum

Das Mesozoikum ist auf Elba ebenso wie im übrigen westlichen Apennin lückenlos von der oberen Trias bis in die untere Kreide entwickelt.

2.1 Die Trias

Die vorher beschriebenen Quarzite des Perm leiten, ohne dass sich eine Grenze feststellen lässt, in die Trias über. Sie bilden nach TREVISAN (1955) keine durchgehende Folge, sondern weisen, wie die Konglomeratbänke beweisen, grosse Schichtlücken auf. Mit Sicherheit ist nur in den hangenden Partien des Monte Verruca nach v. HUENE (1942) anhand von Tetrapodenfährten Ladin - Karn, also der Keuper, nachzuweisen. Demnach reichen die Quarzite mit Sicherheit bis ins Karn. Inwieweit nun auf Elba in den nur 200 m mächtigen Quarziten Trias vertreten ist, lässt sich nicht sagen.

Rät. Löchrige Dolomite = "Calcarei cavernosi".

Über den Quarziten liegen transgressiv helle, dolomitische Kalke des Rät mit geringmächtigen Einschaltungen schwarzer Mergelkalke. Sie sind wie die meisten Serien auf Elba oft tektonisch reduziert oder ausgequetscht. Im ruhigen Verband werden sie durchschnittlich 150 m mächtig. Sie lassen sich längs durch Ost-Elba von südlich Cavo bis kurz vor Porto Azzuro verfolgen. Auch im Valdana finden sie sich.

LOTTI (1886) nennt die "Calcarei cavernosi" in seiner Karte "i" und stuft sie, ebenso wie auch alle späteren Autoren, in das Rät ein.

TREVISAN (1955) spricht auch von Sedimenten der rätischen Stufe, stellt aber gewisse liegende Partien ins Nor, ohne dies belegen zu können.

In die fossilarmen grauen, brecciösen, dolomitischen Rauhwacken sind selten, vor allem bei Cavo, schwarze Mergel- und Mergelkalke von geringer Mächtigkeit eingelagert, die Baktryllien (Stäbchenalgen) führen. In der Toskana wurde in analogen Mergeln *Avicula contorta* gefunden, die für das Rät leitend ist. Man ist daher berechtigt, die lithologisch analogen Sedimente Elbas auch ins Rät einzustufen.

Im Valdana ist nun je nach der thermischen Tiefenlage der einzelnen Schuppen der Dolomit unterschiedlich metamorph. Gewisse, weniger metamorphe Partien lassen noch eine zellige Struktur, die der Ausbildung der Zellenkalke des Rät entspricht, erkennen. Neben dieser erhaltenen zelligen Struktur spricht im Valdana auch der normale Verband mit Quarzit und Schiefer des Permokarbon für Rät. ¹⁾

Dieser Rätmarmor ist unbedingt von dem Marmor des kristallinen Sockels zu unterscheiden, den TREVISAN (1951) (siehe Seite 9) auch ins Rät stellen will.

Im folgenden sind verschiedene Typen angeführt:

Nichtmetamorpher, brecciöser Dolomit:

U.d.M. zeigt sich das für Dolomit typische, grobe, verzahnte Gefüge der einzelnen Körner. In der dolomitischen Grundmasse liegen Bruchstücke von Quarz, Biotit, Hornblende und anderen Bestandteilen, die aus den Verucanoquarziten stammen.

¹⁾ Die äussere Ähnlichkeit, die selbe chemische Zusammensetzung und besonders ein auf Tribuluminiszenz zurückzuführendes Aufleuchten der Kristalle beim Reiben im Dunkeln, das ACHIARDI (1899) als Phosphoreszenz gedeutet hat, sowohl bei den Gesteinen im Valdana wie auch auf Calamita, schliessen die Möglichkeit nicht aus, letztere ebenfalls ins Rät einzustufen.

Die eingelagerten feinen Bestandteile aus dem Quarzit weisen auf die Transgression der Rätkalke über die Verrucanoquarzite hin.

Übergang Dolomit - Marmor:

U.d.M. zeigt sich schon ein granoblastisches Gefüge von Dolomitkörnern. Der Dolomit hat sich teilweise zu grösseren Körnern aggregiert, jedoch sind die Korngrenzen nicht gut ausgebildet und meist noch ausgefranst (Abb. 2)

Dolomitmarmor:

U.d.M.: Granoblastische Gefüge von Dolomitkörnern, meist mittel- bis grobkörnig. In feinkörnigen Proben sind die Kristalle oft eingeregelt. Fein verteilt ist im s eingeregelter Muskovit eingestreut. Brauneisenausscheidungen sind häufig. (Abb. 3)

2.2 Jura

Der Jura ist sehr mächtig in einer durchgehenden stratigraphischen Folge vom untersten Lias bis in den obersten Malm entwickelt.

2.2 1 Lias

2.2 1 1 Weisse, graue und rosa Kalke

Über dem Dolomit des Rät liegen massige weisse Kalke, die in horizontalem Fazieswechsel in geschichtete graue Kalke übergehen. Sie werden von geringmächtigen, linsenförmigen roten bis rosa Kalken überlagert. Die Mächtigkeit ist grossen Schwankungen unterworfen. Im Bereich der massigen weissen Kalke wird der Lias sicher über 200 m mächtig.

Die Kalksedimente des unteren Lias bilden einen sich gegen die Küste bei Cavo zu öffnenden Keil. Sie berühren nur am Ostabfall des Monte Grosso mein eigentliches Arbeitsgebiet. Südlich Rio Elba sind sie als Scholle in eine Schuppenzone eingeschaltet. Die Insel Cerboli im Kanal von Piombino ist aus denselben Sedimenten aufgebaut.

LOTTI (1886) stuft die Kalke in den unteren Lias, das l_1 und l_2 seiner Karte ein. TREVISAN (1950, 1951), der die Liaskalke zu seinem Komplex III rechnet, stellt die grauen und weissen Kalke ins Hettangien, die roten ins Sinemurien, also ebenfalls in den unteren Lias.

Die liegenden weissen und grauen Kalke sind fossilfrei. Die roten Kalke führen auf Elba Arietites, der für das Sinemurien leitend ist, auf Cerboli (FOSSEN 1885) noch Aulacoceras, Krinoidenstiele und Reste von Muschelschalen.

Aufgrund dieses fossilreichen Horizontes mit *Arietites* ist es in den sonst so sterilen Juraserien Elbas möglich, das Sinemurien des unteren Lias zu belegen. Die Einstufung der weissen massigen und der grauen Kalke, die unter den roten Kalken des Sinemurien liegen, ins Hettangien ist damit berechtigt.

2.2 1 2 Verschiedenfarbige Tonschiefer = "scisti varicolori"

Im Norden liegen über den Kalken des unteren Lias, sonst überall direkt über den löchrigen Kalken des Rät, Tonschiefer. Oft tektonisch reduziert, werden sie normalerweise 50 m - 150 m mächtig.

Morphologisch deutlich zu erkennen, bilden diese weichen Schiefer eine NS - erstreckte, eingesattelte Zone zwischen den beiden markanten Gebirgszügen Ost-Elbas. Sie lassen sich von Cavo bis zum Friedhof von Porto Azzurro verfolgen. Im Valdana bei der Casa Norsi am Golf von Lacona schalten sie sich zwischen die Ophiolithe und Rätkalke und zwar ebenfalls an eine Einsattelung gebunden.

Die vorherrschende Farbe ist tabakbraun. In den hangenden Partien finden sich durch Eisenoxyd rot- und grüngefärbte Lagen. Das Sediment ist sehr feinschichtig und meist kleingefübelt. Das schuppige Aussehen der Schiefer trug ihnen auch den Namen *Argille scagliose* (schuppige Tone) ein.

Südlich der Parata und besonders im Valdana sind die Tonschiefer höher metamorph. Wir finden hier den Übergang vom Tonschiefer zum Serizitphyllit. Die Serizitphyllite sind von quarzgefüllten Klüften durchsetzt. Daneben sind Quarzknuern eingelagert.

U.d.M. zeigt sich ein stark gefälteltes, linsig zerschertes Gestein. Die feinen Serizitschuppen und Quarze sind nur in den metamorph überprägten Proben als Einzelindividuen erkennbar. In den Scherbahnen ist Brauneisen ausgeschieden worden. Feine Quarzadern durchsetzen quer zum s das Gestein. Grössere Quarze oder Quarzaggregate sind überall eingestreut. (Abb. 4)

Durch die *Lammelia branchiata* *Posydonomia BRONNI* im Fosso Reciso am Ostabfall des Monte Serra im liegenden Teil der Tonschiefer konnte LOTTI (1886) die Sedimente in den oberen Lias einstufen.

TREVISAN (1950, 1951) stuft die Tonschiefer in den Dogger ein und zieht die Grenze seines Komplexes IV an der Basis der Doggerschiefer, da hier Bewegungen stattgefunden haben. Die Mächtigkeit, die er in seinen Schema-
profilen anführt, kann nicht bestätigt werden.

Die Tonschiefer führen die für den Lias leitende *Posydonomia BRONNI* in ihren liegenden Partien. Man kann demnach die Sedimente, da sie den unteren Lias überlagern, in den oberen Lias einstufen. Sie reichen wahrscheinlich in den

Dogger hinein, was aber nicht durch Fossilien belegt werden kann.

2.2 2 Dogger

Tonschiefer oder schuppige Tone mit Palombinokalken = "Argille scagliose con calcari del tipo Palombino".

Die reinen Tonschiefer gehen ins Hangende in schuppig schiefrige Tone oder Tonschiefer mit dunklen Kalkeinschaltungen vom Typ "Palombino" über. Eine scharfe Grenze ist nirgends zu beobachten. Ihre wahre Mächtigkeit lässt sich nicht feststellen, da sie stark verschuppt sind. Die maximal gemessene Mächtigkeit beträgt ungefähr 100 m.

Bei Cavo bilden diese Sedimente das Capo Castello und die Insel Topi. Dann treten sie erst wieder südlich von Rio Elba, jeweils im Verband mit den reinen Tonschiefern, auf. Im Valdana, wie auch im Osten bei San Felo, mehrfach mit den hangenden Serpentinaen verschuppt, sind sie zwischen diese und die liegenden, hier höher metamorphen Tonschiefer eingeschaltet. Auch in den Ophiolithen rund um den Monte Capanne finden wir vor allem am Capo Fetovaia diese Sedimente.

Das Sediment besteht aus stark durchbewegten Tonschiefern oder schuppigen Tonen von mittel- bis dunkelbrauner Farbe. Sehr unregelmässig im Abstand von 0,5 m - 5 m sind bis zu 1 m mächtige Lagen und Linsen der stark beanspruchten schwarzgrauen Palombinokalke eingelagert.¹⁾

Die Kalke sind dichte, dunkle Pelite, durchsetzt von zahlreichen Kalkspatritzen und Haarrissen. In der im Schliff braunen Grundmasse zeigen sich Kalkspataggregate, die auf umkristallisierte, unbestimmte Fossilien zurückgeführt werden können.

Auf dem Festland, z.B. an der Küste kurz vor Livorno, sind in diese Serie mächtige, eintönige Sandsteine eingeschaltet. Auf Elba fand ich nur im Fosso delle Maceratoje, südlich von Rio Elba, über den "Argille scagliose" mit Palombinokalken einen 15 m mächtigen Sandstein.²⁾

¹⁾ Im Gegensatz zu den horizontbeständigen Marmorlagen der Scisti lucenti, denen sie TREVISAN (1950) als nichtmetamorphe Äquivalent gleichsetzt, keilen die Lagen und Linsen der Palombinokalke meist schon nach wenigen Metern wieder aus und sind miteinander verzahnt.

²⁾ Besonders das Auftreten dieses Sandsteines im Verband mit den "Argille scagliose" schliesst einen Vergleich mit den "Scisti lucenti" (TREVISAN 1950), die frei von sandigen Einlagerungen sind, aus.

Der Sandstein ist feinkörnig und von hellbrauner Farbe.

U.d.M. Neben schlecht gerundeten, eckigen Quarzkörnern in einem quarzig-tonig-serizitischen Bindemittel findet sich auch Feldspat.

LOTTI (1886) bezeichnet die Serie als Eozän, das er, seiner Karte, da er die Kalkeinschaltungen den nach ihm eozänen Kalken über den Ophiolithen gleichsetzt.

CADISCH (1929) und TREVISAN (1950) setzen die Schichten in den oberen Malm, belegt durch die Titinnide *Calpionella alpina* LORENZ, die in den Palombinokalken vorkommen soll.¹⁾

In einer neueren Arbeit (1951) stellt TREVISAN die Serie ohne nähere Begründung in den Dogger.

Sowohl Tonschiefer und Tone, wie auch die Palombinokalke sind fossilfrei. Da sie von Ophiolithen, die man allgemein in den Malm stellt, überlagert werden, und über den Tonschiefern, in deren liegenden Partien oberer Lias nachgewiesen ist, ohne scharfe Grenze folgen, müssen sie in der lückenlosen Folge der Jurasedimente den Dogger repräsentieren.

Typisch für die "Argille scagliose" mit Kalkeinlagerungen ist die Vergesellschaftung mit den hangenden Serpentin. In jede auch noch so isolierte Schuppe ist Serpentin miteinbezogen. So finden wir auch in den Schichten am Capo Castello bei Cavo, die von TREVISAN (1951) und LOTTI (1884) fälschlich in den oberen Lias und so an die Basis der verschiedenfarbigen Tonschiefer gestellt wurden, Serpentin.

2.2 3 Malm

Auf Elba erreichen die Sedimente des Malm eine beachtliche Mächtigkeit. Über mächtigen Ophiolithen folgt der sogenannte Radiolarit-Hornsteinkomplex. Er geht durch eine typische Wechsellagerung, die von mir als "Zwischenserie" bezeichnet wurde, in mächtige Kalke und Mergel des obersten Malm, des Tithon, über.

2.2 3 1 Die Ophiolithe

Zwischen die "Argille scagliose" und die hangenden, dem Malm angehörenden Radiolarite schaltet sich eine mächtige Zone grüner Gesteine ein. Sie bestehen aus Serpentin, Gabbro und Diabas (Spilit). Die im Norden Ost-Elbas nur

¹⁾ Da die gesamte Serie stark mit den hangenden und liegenden Gesteinen verschuppt ist, hat CADISCH (1929) sicher seine Probe bei San Felo in den in die Tonschiefer-Palombinokalkserie eingeschuppten Malmkalken genommen.

spärlich vertretenen basischen Eruptiva gewinnen gegen Süden sehr an Mächtigkeit und zwischen dem Volterraio und der Cima del Monte baut sich der Hauptkamm hauptsächlich aus Ophiolithen auf. Während man bei der Cala del Inferno eine Mächtigkeit von 50 - 70 m misst, beträgt sie südlich von Rio Elba sicher mehr als 300 m. Allerdings wird vor allem im Serpentin durch mehrfache Verschuppung eine zu grosse Mächtigkeit vorgetäuscht.

Die Intrusion beziehungsweise submarine Extrusion der basischen Magmen erfolgte wahrscheinlich in drei zeitlich sehr knapp aufeinanderfolgenden Phasen, wenn man überhaupt von einer Zeitspanne zwischen den einzelnen Phasen sprechen will und nicht eine mehr oder weniger gleichzeitige Förderung annehmen will.

Submarin extrudierten die mächtigen Decken von Diabas. Unter diesen sind dann die intrudierten Ultrabasite stecken geblieben und mit Tiefengesteinscharakter erstarrt. Die weniger basischen Nachschübe der Ultrabasite sind die zwischen Diabas und Serpentin linsenförmig eingeschalteten Gabbros. Der saure Nachhall des Vulkanismus führte einerseits zur Serpentinisierung der Ultrabasite und andererseits zur Spilitisierung der Diabase.

Die Petrographie der Ophiolithe wird später gesondert behandelt (III, 4). Hier soll nur auf ihre Altersstellung und Verbreitung eingegangen werden.

2.2 3 1 1 Der Serpentin

Zu unterst der Ophiolithserie liegt ein in seiner Mächtigkeit sehr schwankender Serpentin. Einmal nur einige Meter wird er an anderen Stellen, besonders südlich von Rio Elba über 100 m mächtig. Er ist jedoch meist tektonisch reduziert. Die Serpentine ordnen sich in mehreren Nord-Süd verlaufenden Zügen an, getrennt durch die "Argille scagliose" mit Kalkeinschaltungen.

Während sie im Süden Ost-Elbas und in Mittel-Elba in beachtlicher Mächtigkeit zu finden sind, sind sie im nördlichen Teil Ost-Elbas am Monte Serra meist nur noch in stark ausgequetschten und aufgesplitterten Fragmenten vorhanden.

2.2 3 1 2 Der Gabbro

Der Gabbro, infolge starker Zersetzung oft kaum mehr als solcher anzusprechen, schaltet sich nur dort wo die Ophiolithe besonders mächtig sind, in maximal 20 m mächtigen Linsen zwischen Serpentin und Diabas ein. Weder gegen den Diabas noch gegen den eigentlichen Serpentin ist er scharf begrenzt. Die Vorkommen sind weit geringer als aus der Karte LOTTIs (1884) zu ersehen ist. Zum Teil sind die oberen Partien der Serpentine aus einem gabbroiden Gestein (siehe Petrographie S. 41) entstanden und veranlassten fälschlich LOTTI (1886) und Andere sie noch dem Gabbro zuzuordnen.

In den Diabasen hangend der Gabbros treten unterhalb des Monte Orello 2-3 m starke Gänge auf, die eine dem Gabbro ähnliche Zusammensetzung zeigen. So ist also der Gabbro unter den schon erstarrten Diabas intrudiert und in die im Diabas aufgerissenen Spalten eingedrungen. Unter der Cima del Monte auf Ost-Elba wurden drei kleine Linsen von Gabbro beobachtet. In Mittel-Elba sind vier bis fünf schmale Linsen in die Ophiolithe eingeschaltet.

2.2 3 1 3 Der Diabasspilit

Der zwischen Serpentin und Radiolarit eingeschaltete Diabas bedeckt grosse Areale. Die unterschiedliche Mächtigkeit erreicht ihr Maximum östlich des Volterraio und am Monte Orello mit über 300 m. Sicherlich ist oft durch Schuppung grössere Mächtigkeit vorgetäuscht, so am Monte Orello, wo Radiolarite im Diabas eingeschuppt sind. Während im Südwesten Ost-Elbas die Diabase mächtig entwickelt sind, findet man sie in den nordöstlichen Schuppen nur in unbedeutenden Linsen. Sie ergossen sich submarin, was die typischen Pillowstruktur zeigt, unter einen noch nicht verfestigten Tonschlamm, worauf die Kontakterscheinungen am Hornstein hinweisen. Die Pillows sind eigentlich nur in den obersten Schichten der Diabasdecke zu beobachten, so vor allem unter der Grenze zum Hornstein am Volterraio. Die einzelnen Kugeln haben 5-40 cm Durchmesser. Auf Grund der Kontakterscheinungen am Radiolarit des Malm ist das Alter der Diabase als Jura sicher.

2.2 3 2 Der Radiolarit-Hornsteinkomplex

Die grösste flächenmässige Ausdehnung der Jurasedimente haben die Radiolarite und Hornsteine. Sämtliche bedeutenden Gipfel Ost-Elbas, abgesehen vom Monte Serra und Monte Grosso, werden von ihnen gebildet. Die jungen Gehängeformen, Steilabfälle und Felsen, sind an die Hornsteine gebunden, so z.B. das verzweigte Schluchtensystem des Valle del Frasso unterhalb des Volterraio.

Die im Süden sehr mächtigen Hornsteine treten im Norden meist nur als schmale Streifen an der Basis der dort vorherrschenden Kalke auf. In Mittel-Elba sind die Hornsteine kaum noch entwickelt, so auf der Halbinsel von Portoferraio und südlich des Colle Reciso.

Wie auch für die jurassischen Hornsteine an der ligurischen Küste typisch, ist ihre Mächtigkeit grossen Schwankungen unterworfen. Im Gebiet des Monte Strega erreicht sie bis zu 300 m, nimmt nach Süden (Volterraio 200 m) etwas und nach Norden (Cala del Inferno 80-90 m) stärker ab. In dem östlichen Schuppenpaket ist der Hornstein oft sogar nicht mehr als 20-30 m mächtig. Durch die starke Spezialfaltung und Verschuppung wird jedoch immer eine grössere Mächtigkeit vorgetäuscht.

In der LOTTI'schen Karte (1884) sind die Radiolarite mit e_2 bezeichnet und ins Eozän eingestuft. Anfänglich schrieb ihnen LOTTI wie auch E. REYER (1880) kretazisches Alter zu. In den neueren Arbeiten von STEINMANN (1913), CADISCH (1929), TREVISAN (1951) und BENEÓ (1948) werden sie in den Malm gestellt.

Das Alter des Radiolarit-Hornsteinkomplexes lässt sich, da Radiolarien keine Leitfossilien sind, schlecht bestimmen. Da jedoch im Hangenden Kalke des obersten Jura liegen und in den alpinen Geosynklinalen überall Radiolarite immer in enger Verknüpfung mit basischen Eruptiva nach GRUNAU (1947) für die Zeit Oberjura bis Unterkreide typisch sind, so liegt es nahe, diese Gesteine auch auf Elba in den Oberjura einzustufen. Die weltweite Verbreitung von Hornsteinen, z.B. in der Franciscan-Group in USA, auf dem Malaischen Archipel auf Borneo und auf den Antillen auf Barbados, ist für Sedimente des oberen Jura und der unteren Kreide charakteristisch.

Auch im mikroskopischen Bild stimmen sie mit den jurassischen Radiolariten anderer Gebiete überein. Leider ist es bei meinen Dünnschliffen nicht möglich genaue Bestimmungen der Radiolarien zu machen.

D. PANTANELLI (1883) beschrieb aus dem Schichtkomplex eine Anzahl von Spumellarien und Nassellarien:

Etmospaera minuta, *E. vulgaris*, *Polystichia Ehrenbergi*, *P. Haeckelii*, *Adelocyrtris spinosa*, *A. cometa*, *Euchitonia (Stylactis)*, *Muellerites*, *Litopera ovata*, *Lithocircus Haeckelii*, weiterhin einige unbestimmbare Formen von *Urocyrtris*, *Dyctiophynus*, *Discidae*.

Der Erhaltungszustand der Mikrofossilien ist meist sehr schlecht. Durch die allzu starke tektonische Beanspruchung sind sie ausgewalzt und gequetscht. Die Gehäuse sind vorwiegend mit Quarz, sehr selten in den hangenden Partien mit Kalkspat gefüllt.

Zum Teil sind die Radiolarienskelette umkristallisiert und die Gehäuseumrisse so nur noch in einzelnen Resten erkennbar.

Die Radiolarite und Hornsteine bestehen aus 1-8 cm dicken Bänken makroskopisch dichten Gesteins von wechselnder Farbe. Vorwiegend sind sie verschiedenen rotgefärbt, von dunkelschwarzrot bis hellziegelrot, daneben aber auch lauch- und graugrün und graubraun. Der Farbübergang vollzieht sich nur vertikal und auch oft mehrmals innerhalb einzelner Lagen mit scharfen Grenzen und ist nicht an die Schichtfugen gebunden. Nach DAVIS (1918) ist die Farbe vom Verhältnis Ferro-Ferri-Eisen abhängig.

Den Hornsteinbänken sind meist gleichgefärbte, sehr feinblättrige, tonige Schiefer zwischengeschaltet. Sie überkleiden entweder als dünne Beläge die

Schichtflächen, oder schwellen zu Zwischenlagen bis zu 2 m an. Das Verhältnis Hornstein zu Schiefer beträgt etwa 9 : 1.

Die Mächtigkeit der einzelnen Hornsteinlagen nimmt beständig ab und an, und zwar von 1-5 cm. Oft keilen sie überhaupt aus. Auf 1 m entfallen durchschnittlich 30 bis 35 Hornsteinbänke. Die Hornsteinserie Elbas zeigt eine unregelmässige Wechsellagerung von typischen Radiolariten mit dichten, kieselig-tonigen Peliten, die fossilarm oder völlig fossilfrei sind. In manchen Schliffen ist ein sehr scharfer Übergang zu erkennen. (Abb. 5)

Meist liegen dichte Hornsteine mit wenigen eingestreuten Fossilien vor. Reine Radiolarite mit massenhaft Radiolarien sind schon weniger häufig. Völlig fossilfreie Pelite sind selten.

Das durch Faltung und Schuppung stark beanspruchte Gestein ist in allen Richtungen von quarzgefüllten Klüften (1 mm) durchsetzt.

Interessant an den Radiolariten Elbas ist der ins Hangende abnehmende SiO_2 -Gehalt. Wenn hier auch noch vereinzelt reinkieselige Partien auftreten, gibt es jedoch Lagen mit kalkspatgefüllten Klüften und kalkspatgefüllten Radiolarien.

Im Radiolarit sind 10-15 m unter der Hangendgrenze sogar zwei 20 cm mächtige Kalkbänke eingeschaltet.

U.d.M.: Die Grundmasse wird von einem sehr feinen, nicht auflösbarem, kieseligen Aggregat gebildet. In Anlehnung an GRUNAU (1947) wahrscheinlich Chalzedon. Meist wird die Grundmasse durch ein äusserst fein verteiltes Eisenpigment verdeckt. Die mit undulös auslöschenden Quarzen erfüllten Radiolarien mit 0,05-0,5 mm Durchmesser sind als helle Flecken in der Pigmentierung ausgespart. Die feinen Harrisse und Klüfte sind mit feinkörnigem, auskristallisiertem, undulös auslöschendem Quarz gefüllt. In stärker beanspruchten Proben zeigt sich eine linsige Zerschierung des Gesteins und die Radiolarien sind oval verformt.

Beitrag zur Genese der Hornsteine

Die Radiolarite Elbas werden bis zu 300 m mächtig. Sie gehören somit zu den mächtigsten Hornsteinablagerungen der Erde. Andere mächtige Vorkommen sind z.B. die zweimal 200 m, also 400 m mächtigen Hornsteine der Franciscan-Group in USA.

Die Kieselsäuremenge des Gesteins ist weder durch SiO_2 -Zufuhr von Flüssen, noch durch die Annahme organogener Herkunft erklärbar. Derartige Massen von SiO_2 , die in den Hornsteinen gespeichert sind, können nach SCHWAN (1952)

nicht allein durch Mikroorganismen erklärt werden. Die vermehrte Entwicklung von kieseligen Organismen, Radiolarien, ist nach WINKLER-HERMADEN (1925) nicht als Ursache, sondern als Folge des SiO_2 -Reichtums des Meerwassers anzusehen.

Typisch für die kieseligen Sedimente Elbas, wie auch für fast sämtliche bekannte Hornsteinvorkommen ist die enge Verknüpfung mit basischen Magmen. Zu allen grösseren Hornsteinvorkommen haben sich korrelierte Vulkanite nachweisen lassen, die nach STILLE (1939) dem basischen Initialmagmatismus angehören. Damit fallen sie zeitlich immer in das Geosynkinalstadium und vor die Hauptfaltung ihrer Verbreitungsräume. Sie liegen, wie auch auf Elba, meist unmittelbar über den vulkanischen Ergüssen.

Nichts liegt näher als diesen SiO_2 -Reichtum mit den zur gleichen Zeit wirkenden vulkanischen Vorgängen in Verbindung zu bringen. PILGER (1939) beschreibt an Beispielen, dass dort, wo die magmatischen Einschlüsse häufiger und mächtiger werden, der Kieselsäuregehalt der Sedimente zunimmt. Nach jeder Diabaseruptionsepoche setzt auch eine kieselsäurereiche Sedimentation ein. Auch auf Elba lässt sich beobachten, dass dort wo die Diabase am mächtigsten entwickelt sind, ebenfalls die Hornsteine ihre maximale Mächtigkeit erreichen. So sind bei Rio Elba, wo die Ophiolithe über 200 m mächtig sind, die Radiolarite 300 m mächtig, und in der Cala del Inferno sind bei 40-50 m mächtigen Diabasen die Hornsteine 80 m mächtig. Nach der umfassenden Arbeit von DAVIS (1918) und der von KÜHNEL (1939) ist die Kieselsäurezufuhr auf submarine Thermen, die mit der Eruption der Diabase und anderer basischer Eruptiva zusammenhängen, zurückzuführen.

Diese Kieselsäure kann dem Meerwasser nicht nur organogen entzogen werden, sondern auch chemisch. Nach KÜHNEL (1939) schaffen mitgeführte Alkalien erst die sonst auch bei hoher Konzentration in Lösung bleibende Kieselsäure auszuflockt wird. Sobald der Alkalinitätsgrad des Wassers in der Umgebung der Therme einen entsprechenden Wert erreicht hat, fällt Kieselsäure aus.

Das Herleiten von SiO_2 -haltigen Lösungen aus basischen Eruptiva kann nach meiner Meinung mit der Spilitisierung der Diabase in Zusammenhang gebracht werden und so einen Beweis zu der geltenden Ansicht, die Kieselsäurezufuhr mit dem Diabasvulkanismus in Zusammenhang zu bringen, liefern. Die Diabase Elbas, wie überhaupt viele Ophiolithe, liegen in ihrem heutigen Zustand als Spilitite vor. Bei der Spilitisierung werden anorthitreiche Plagioklase durch alkali- und SiO_2 -reiche Lösungen metasomatisch in Natronfeldspat (Albit) umgewandelt. Dieselben alkali- und SiO_2 -reichen Lösungen müssen zur Bildung der Hornsteine von Thermen ausgeschieden werden.

Die Ophiolithe intrudierten submarin (Pillows) unter schon sedimentierten Tonschlamm, was die Kontakterscheinungen und Radiolariteinschlüsse im Diabas an der Grenze Radiolarit-Diabas zeigen. In der Schlussphase der Eruptionen kam es zur Förderung sehr kieselsäurereicher Lösungen mit einer gewissen Alkalikonzentration. Die Ophiolithe wurden beim Passieren dieser Lösungen umgesetzt. Die peridotitischen Frühprodukte wurden zu Serpentin hydriert. Im Diabas wurden den Lösungen Alkalien und Kieselsäure entzogen, was zur Spilitisierung führte. Dann traten die Lösungen als Thermen ins freie Meerwasser aus. Die restliche Alkalinität der Lösungen begünstigte und bewirkte dann das Ausflocken der Kieselsäure.

So stehen die Genese von Radiolariten und die Umsetzung der Diabase in Splite, wie auch lokal auf Elba die Bildung der Serpentine, sicher nicht nur auf der Insel in engstem Zusammenhang. Beiden ersten Vorgängen ist gemeinsam, dass sie durch SiO_2 - und alkalireiche, hydrothermale Lösungen hervorgerufen werden. So kann das Auftreten von Hornsteinen in Vergesellschaftung mit Spliten ein Beweis dafür sein, dass immer dann die Kieselsäure zur Bildung des Hornsteins aus dem sauren Nachhall ophiolithischer Magmen herzuweisen ist, wenn die Diabase spilitisiert sind.

Es bleibt noch die Frage der Ablagerungstiefe. Als typische Geosynklinal-sedimente in Zusammenhang mit dem initialen basischen Vulkanismus, ist der Vergleich mit dem roten Radiolarien führenden Tiefseeschlamm ausgeschlossen.

Auch nach CORNELIUS (1951), der für die Sedimentation in der Tiefsee eine Geschwindigkeit von 1 cm in 1000 Jahren angibt, ist es nicht möglich, dass die 300 m mächtigen Hornsteine Elbas Tiefsee-Sedimente sind. Weiterhin spricht gegen eine Ablagerung in abyssem Bereich nach GRUNAU (1947) das Auftreten grüner Hornsteine. Die grüne Farbe kann sich nicht im oxydierenden Milieu der tiefen Meeresregionen bilden. Eine Wechsellagerung Hornstein-Schieferton konnte noch nie im Radiolarienschlamm rezenter Ozeane beobachtet werden. Nicht zuletzt spricht die Einschaltung von Kalkbänken in die hangenden Hornsteine gegen Tiefseesedimente.

Sicher wurden die Radiolarite und Hornsteine in mittleren Meerestiefen im Zentrum ruhiger Becken abgelagert. Flachsee- und küstennahe Sedimente sind die elbaner Hornsteine nicht, da die Einschüttung gröberen Materials, die in den Alpen in Radiolariten zu beobachten ist, völlig fehlt. Die Feinschichtung der Hornsteine lässt weiterhin nach SCHWAN (1952) auf eine Sedimentation in einem sehr wenig bewegten Medium schließen.

2.2 3 3 Die Zwischenserie

Der Radiolarit-Hornsteinkomplex geht zum Hangenden mit einer sehr charakteristischen Wechsellagerung in den Malmkalk über. Allerdings sind diese Schichten an der Grenze der starren Kalke gegen die plastischen Radiolarite oft abgesciert und bewegt; so ist die Zwischenserie nur in ruhigen Gebieten einwandfrei erhalten. Sie ist am besten in den Schichten zwischen der Cima del Monte und dem Monte Castello aufgeschlossen.

Über dem Radiolarit folgen 10-12 m dunkle, splittrige Kalke, 7-8 m braun- bis graugrüne, radiolaritähnliche Pelite mit Kalkzwischenlagen und 10-12 m Mergel.

2.2 3 3 1 Die dunklen, splittrigen Kalke

Dieses durchschnittlich 10 m mächtige Paket - es kann örtlich bis auf 15 m anschwellen - folgt mit scharfer Grenze auf den tonig-kieseligen, teils kalkigen Pelit der oberen Radiolarit-Hornsteinserie. Der Kalk, der überhaupt keine Schichtung zeigt, ist bei frischem Anschlag von dunkler, blaugrauer Farbe und bricht sehr splittrig.

Lithologisch ist das Gestein ein sehr dichter, bituminöser und pelitischer Kalk von nur wenigen kalkspatgefüllten Adern durchsetzt. Es sind weder Makro- noch Mikrofossilien zu finden.

2.2 3 3 2 Die radiolaritähnlichen Pelite mit Kalkeinschaltungen

Der splittrige Kalk grenzt ebenso wie zum Liegenden gegen das Hangende sehr scharf an eine Serie von Peliten und Kalken. Die Mächtigkeit dieser Serie beträgt normal 7-8 m. Oft ist sie ausgequetscht oder mit dem obersten Glied der Zwischenserie, den Mergeln, verschuppt. Das Alter ist durch die Titinnide *Calpionella alpina* LORENZ, die bei den hangenden Kalken noch eingehender behandelt wird, als oberster Jura sicher belegt.

Wir haben hier eine Wechsellagerung von braunen bis graugrünen, tonig-kieseligen Peliten und kalkigen Radiolariten mit Kalken. Das Gestein ist sehr dicht und mehr tonig-kalkig als kieselig. Die hier braunen Radiolarite sind sehr reich an kalzitgefüllten Radiolarienskeletten. Die Kalke sind hell und meist reich an Mikrofossilien.

Die gesamte Serie ist sehr dünnbankig und Kalk-Ton und Radiolarit wechseln oft. Es sind immer wieder 1-2 cm Radiolarit in den Kalk eingeschaltet. Wenn auch die einzelnen Lagen manchmal auskeilen, so zeigt doch das folgende bei Nisportino aufgenommene Profil typisch die Wechsellagerung dieser Serie:

- 2,40 m feinschichtiger roter bis brauner Pelit
- 0,20 m Kalk mit einer kieseligen Lage von 3 cm
- 0,60 m roter, dünnbankiger Radiolarit
- 0,45 m hellgrauer Kalk mit *Calpionella alpina* LORENZ und Radiolarien.
Auch hier ist wieder eine Radiolaritlage von 3 cm eingeschaltet
- 0,10 m roter, lettiger Ton
- 0,60 m brauner Radiolarit mit kalkspatgefüllten Radiolarien
- 0,30 m braune, mehrschichtige, kalkige Bank
- 0,90 m braun bis graugrüner Radiolarit und Pelit, teilweise kieselige Radiolarien
- 0,40 m splittrige Kalkbank ohne Fossilien
- 1,10 m hellbrauner bis graugrüner Radiolarit mit kalkspatgefüllten Radiolarien.

2.2 3 3 3 Die Mergel

Die höchste Abteilung der durchschnittlich 30 m mächtigen Zwischenserie bilden 10-12 m mächtige, einheitliche Mergel. Sie sind als weiches, plastisches Zwischenmittel oft ausgequetscht oder z.B. in Sattelnkernen stark verdickt und bilden dort, wo die Zwischenserie verschuppt ist, immer das Gleitmittel der bewegten Schollen.

Die Mergel sind in leicht angewittertem Zustand von gelbbrauner Farbe und nur bei frischem Anschlag zeigen sie noch die ursprünglich graue Färbung. Sie sind diagenetisch schon ziemlich stark verfestigt, brechen blättrig oder stengelig und unterscheiden sich u.a. dadurch von den in die hangenden Kalke eingeschalteten Mergel. Sowohl beim Schlemmen, als auch in Dünnschliffen findet sich nicht die geringste Mikrofauna. Nur einige schwarze Bestandteile lassen auf verkohlte Pflanzenreste schliessen.

TREVISAN (1950, 1951) beschrieb zwischen dem Monte Castello und der Cima del Monte von Störungen begrenztes Eozän vom Typ "Scaglia rossa". Es handelt sich hier aber um diese, in einem Sattelnkern in grosser Mächtigkeit angeschnittenen, stengelig brechenden Mergel der Zwischenserie.

2.2 3 4 Kalke und Mergel

Auf die überleitende Zwischenserie folgen helle, bankige Kalke mit Mergel-einschaltungen. Ihre wirkliche Mächtigkeit lässt sich nicht angeben, da diese Serie auf Elba nirgends von jüngeren Sedimenten in normalem Kontakt überlagert wird. Die anstehenden Kalke werden bis zu 200 m mächtig.

Die Verbreitung ist wenig geringer als die des Radiolarit-Hornsteinkomplexes. Im Süden Ost-Elbas wird der hier vorherrschende Radiolarit nur noch an der Küste

von Resten des ihn ursprünglich bedeckenden Kalkes überlagert. Im Norden, wie im Monte Serra und Monte Grosso, dominieren jedoch die Kalke. In Mittel-Elba lassen sich die Kalke von Lacona über den Colle Reciso bis Portoferraio durchgehend verfolgen.

Lithologisch haben wir eine Serie von pelitischen Kalken, in die Mergellagen bis zu einigen Metern Mächtigkeit und einige kieselig-tonige, rote Pelitlagen eingeschaltet sind. Die Mergel sind in den unteren Partien häufiger und nehmen zum Hangenden hin ab. Die Tonpelite finden sich nur im Liegenden.

Die Kalke sind anfangs dickbankig (bis zu 1 m) und werden zum Hangenden mittel- bis dünnbankig. Die Farbe ist hellgrau bis graugrün, in höheren Lagen selten rötlich.

An der Grenze gegen Mergellagen zeigt sich auf etwa 1 cm ein Übergang zu mergelig-toniger Fazies. Die Farbe wechselt allmählich von Grau nach Braun. Diese oft herausgewitterten, markanten Schichtflächen sind mittel- bis dunkelbraun und haben einen glänzenden Überzug.

U.d.M.: Die dichte pelitische Grundmasse ist immer von zahlreichen, feinen mit Kalkspat verheilten Rupturen und Haarrissen in verschiedenen Richtungen durchsetzt, fein verteilt und nicht in allen Schliffen sind Calpionellen eingestreut. Häufige, rundliche Kalzitkörner lassen auf umkristallisierte, nicht mehr bestimmbare Radiolarien schließen.

Die Mergel sind ähnlich denen der Zwischenserie, nur sind die Lagen manchmal rötlich, schwarzbraun oder gelbbraun gefärbt. Auch diese Mergel haben nicht die geringste Mikrofauna.

Die selten eingelagerten kieselig-tonigen Pelite und Schiefer werden nicht über 30 cm mächtig. Sehr horizontbeständig und typisch sind zwei 30 cm mächtige, rote, leutigtonige Schieferlagen, etwa 15 m über der Basis der Kalkserie. Im Schliff sind in diesen Peliten kalkspatgefüllte Radiolarien häufig.

Die Lagen der Kalk-Mergelserie sind relativ horizontbeständig, doch die Mächtigkeit der einzelnen Kalkbänke ist ziemlichen Schwankungen unterworfen. Im folgenden ist als Beispiel ein Teilprofil entlang der Strasse nach Bagnai angeführt:

hangend mittel- bis dünnbankige graue Kalke
0,40 m schwarzgraue Mergel
2,00 m graue Kalke
1,00 m braunrote Tonpelite
5,00 m graue bis rosa Kalke
2,00 m braune Mergel
0,20 m Kalkbank

- 0,50 m Mergellage
- 0,30 m Kalkbank
- 0,70 m braungraue, harte Mergel
- 0,30 m braune Tonpelite
- 2,50 m graue Kalke
- 0,20 m Mergellage
- 0,10 m Kalkbank mit Grenzflächen
- 0,40 m braune Tonpelite
- 0,40 m graugrüne Kalkbank
- 1,00 m graugrüne Mergel
- 0,04 m Kalklage
- 0,10 m tonig-lettige Lage
- 0,30 m rosa Kalkbank mit Grenzflächen
- 3,70 m graugrüne Mergel
- 1,30 m graue Kalke
- 0,30 m braunrote, lettig-tonige Lage (Leithorizont)
- 1,00 m graue Kalke mit Grenzflächen
- 0,40 m rote, lettig-tonige Lage (vorher erwähnter Leithorizont)
- 2,00 m graugrüne Kalke mit Grenzflächen
- 0,20 m hellbraune Mergel
- 0,20 m Kalkbank mit Grenzflächen
- 0,70 m braunrote Mergel
- 4,00 m graugrüne Kalke
- 0,60 m Mergellage
- 0,40 m Kalkbank mit glänzenden Grenzflächen
- 0,50 m Mergellage
- 4,00 m graugrüne Kalke

Liegend: Schichten der Zwischenserie, unter Aufschiebung tektonisch reduziert.

Schon makroskopisch hat der Kalk eine auffällige Ähnlichkeit mit den Aptychenkalken der Nordalpen, bzw. dem Biancone der Südalpen, der Grenze Jura-Kreide. Makrofossilien sind nicht vorhanden. An Mikrofossilien finden sich in der gesamten Serie vom Liegenden bis zum Hangenden fein verteilt Calpionellen. Diese Titinniden sind nach STEINMANN (1913) und CADISCH (1932) für die Schichten des obersten Malm (Tithon) und der untersten Kreide des alpin-mediterranen Raumes ein wichtiges Leitfossil. (Abb. 6)

In der Serie fanden sich folgende Formen:

- Calpionella alpina* LORENZ
- Calpionella eliptica* CADISCH
- Calpionella undelloides* COLOM,

weiterhin, aber seltener, die Foraminifere *Stomiosphaera moluccana* WANNER und ausserdem unbestimmbare Radiolarien.

Dieselben Calpionellen fand ZIA (1955) in den Kalken der Schuppenzone bei San Felo auf Elba. Die flaschen- oder krugförmigen Calpionellen sind meist in dem stark durchbewegten Material schlecht erhalten. Die drei erwähnten Formen, sowie auch die Foraminifere sind leitend für das Tithon und reichen bis ins unterste Vallendis, das Berrias. Auf Elba liegen also Sedimente der Grenze Jura-Kreide vor, überwiegend jedoch oberer Jura, Tithon.

Dies steht in Gegensatz zu den Auffassungen LOTTI's (1886) und TREFISAN's (1950, 1951).

LOTTI (1886) bezeichnete die Kalke mit e_3 und stellte sie ins Eozän (auch TERMIER, 1910). Dieses Eozän mit Ophiolithen und Hornsteinen wurde von ihm analog zu einer Schichtreihe in der Catena metallifera "Albarese" genannt, zum Unterschied gegen den hangenden Macigno-Flysch, das e_5 und e_6 seiner Karte.

COLLET-PAREJAS (1934) und nach ihnen auch TREVISAN (1950, 1951) behaupten, gestützt auf das Vorkommen von Globigerinen, dass die Kalkserie nicht die Grenze Jura-Kreide sondern die gesamte Kreide repräsentiert.

2.3 Kreide

Sedimente der Kreide gibt es auf Elba in zwei verschiedenen Serien: Einerseits die unterste Kreide, vertreten durch die hangenden Partien der Kalk-Mergelserie und andererseits die Oberkreide mit mächtigen Flyschablagerungen in dem überwiegend porphyrischen Teil der Insel.

2.3 1 Unterkreide

Obere Partien der Kalk-Mergelserie.

Die hangenden Partien der Kalk-Mergelserie leiten in die Kreide über. Hier sind die Sedimente mittelbankig und weit weniger Mergelhorizonte sind eingeschaltet.

Globigerinen, die COLLET (1934) in den hangenden Kalken bei Portoferraio gefunden hat und die auch nach STEINMANN (1913) im Hangenden der "Albaresekalke" häufiger werden, sprechen ausser den bereits erwähnten Calpionellen für Unterkreide. Wie weit die "Albaresekalke" auf Elba in die Kreide reichen, lässt sich nicht sagen. Nach ZIA (1955) repräsentieren sie auf dem Festland sicher noch Hauterive, was durch Calpionellen belegt wurde. Von einer Serie, die nach TREVISAN (1950, 1951) die gesamte Kreide repräsentiert, kann man auf keinen Fall sprechen.

Im Apennin folgen über den Kalken die sandigen Kalksteine der "Pietraforte". Das Alter ist durch reichliche Fossilfunde als Cenoman belegt. Diese mächtige Serie der "Pietraforte" tritt auf Elba nicht auf und über den "Albaresekalken" folgt, allerdings immer mit tektonischer Grenze, Flysch, der sogenannte "Macigno".

2.3 2 Oberkreide

Flysch (Macigno) = Sandsteine, Mergel und Kalke.

Als isolierte Schollen, also nie in stratigraphischem Verband liegen mit basaler tektonischer Breccie über den Serien Elbas die Sedimente des Flysch. Sie sind von zahllosen Porphyrgängen, -linsen und -lagern durchsetzt. Infolge dieser Durchdringungen ist es unmöglich, über die Mächtigkeit der Flyschsedimente ein reelles Bild zu gewinnen. Sie dürfte 200-300 m betragen.

Das hauptsächliche Verbreitungsgebiet der Flyschsedimente liegt ausserhalb des bearbeiteten Bereiches in Mittel-Elba von westlich des Colle Reciso bis zum Rand des Monte Capanne. Ferner finden wir eine Flyschscholle um die Ortschaft Capoliveri und eine zweite in meinem Gebiet um die Casa Buraccio im Valdana. Im Osten baut sich auf dem Festland das Vorgebirge von Piombino ebenfalls aus Flyschsedimenten auf.

Über einer stellenweise bis zu 20 m mächtigen Überschiebungsbreccie, die oft fälschlich als "Wildflysch" (TREVISAN 1951, COLLET 1934) bezeichnet wurde, folgen in rascher, für Sedimente des Flyschbereiches typischen Wechsellagerung, glimmerreiche Sandsteine, sandige Mergel, Mergel, sandige Kalke und Kalke. Im Gegensatz zu TREVISAN (1950), der von relativ wenigen Sandsteineinschaltungen spricht, fand ich, dass die Verteilung der kalkigen und sandigen Lagen etwa gleich ist, wenn nicht sogar die Sandsteine überwiegen. Die Kalke sind nur als Rippen herauspräpariert und fallen so mehr ins Auge.

Die Fazies des elbaner Flysch unterscheidet sich stark von den sicher tertiären Flyschsedimenten des Vorgebirges von Piombino auf dem Festland. Dort überwiegen Mergel und Kalke. Die Sandsteine treten völlig zurück.

Als Beispiel für die rasche Wechsellagerung des elbaner Flysch ist im folgenden ein Teilprofil aus einem Steinbruch oberhalb der Casa Buraccio angeführt:

Vom Hangenden zum Liegenden:

100 cm hellgrauer von Schlieren durchzogener Sandstein. Mittelkörnig.

15 cm mehr braungefärbter Sandstein.

80 cm 2-4 cm mächtige Sandsteinbänke mittelgrau bis braun.

12 cm Sandsteinbank braun.

50 cm Sandsteinlagen vorwiegend 2-4 cm mächtig, von einzelnen 3 cm stärker verfestigten Lagen durchsetzt.

- 65 cm Sandsteinbank mittelkörnig.
- 25 cm braune, stark verwitterte Sandsteinlagen.
- 60 cm blaugrauer, dunkler, splittig brechender Kalk.
- 5 cm braune Sandsteinbank.
- 10 cm sandiger Mergel, braun bis graugrün.
- 10 cm Sandsteinbank.
- 2 mm mächtige Sandsteinlagen.
- 3 cm Sandsteinbank.
- 6 cm graue bis braune Mergel.
- 25 cm Sandstein.
- 15 cm sandiger Mergel.
- 15 cm Mergel.
- 5 cm Übergang Mergel-Kalk.
- 9 cm dunkler, splittiger Kalk.
- 10 cm Feine Sandsteinlagen.
- 15 cm Braune Sandsteinbank.
- 30 cm Feine Sandsteinlagen von 1-2 cm und eine 5 cm Sandsteinbank.
- 50 cm Brauner bis grauer Sandstein.
- 40 cm Graublaue Mergel.
- 15 cm Feinschichtige 1-2 cm mächtige Sandsteinlagen.
- 60 cm Blaugrauer Mergel.
- 65 cm Blaugrauer splittiger Kalk.
- 30 cm Sandiger dunkler Kalk.
- 12 cm Braune Sandsteinbank.
- 45 cm Blaugrauer Mergel.
- 7 cm Braune Sandsteinbank.
- 30 cm Graue Sandsteinbank.
- 250 cm Dunkle, graublaue, feinschichtige splittige Kalke.
- 40 cm Sandsteinlagen bis 4 cm mächtig.
- "Eurid".

Die Sandsteine sind teils braun teils grau-graublau gefärbt, und in mächtigeren Banken (20-30 cm) meist fein gebändert. Für Flysch charakteristische, atektonische, subaquatische Fliessfalten in Größenordnungen von Zentimetern sind häufig.

U.d.M. liegen in einer quarzig-tonigen Grundmasse schlecht gerundete, eckige Quarzkörner, Feldspat (Plagioklas, seltener Orthoklas) und Glimmer sind relativ häufig. Das Gestein ist meist feinkörnig, manchmal mittelkörnig. Oft zeigt sich eine deutliche Lagentextur. Zerrklüfte sind mit Kalkspat verheilt. Brauneisenausscheidungen sind häufig. Im Kontakt mit dem Porphyry sind die Sandsteine etwas metamorphisiert und daher Quarziten ähnlich. Die Quarze und Feldspäte sind grösser und weisen teils verschwommene

Korngrenzen auf. Verkittet werden sie durch ein quarzig-serizitisches Bindemittel.

Die Kalke sind mittel- bis dünnbankig. Die reinen Kalke sind hellgrau, pelitisch und völlig fossilfrei. Die mittelkörnigen, dunklen, teils sandigen Kalke sind äusserst fossilreich. Oft findet sich in ihnen Glaukonit. Sie zeigen ebenfalls wie die Sandsteine eine feine Bänderung und atektonische Fließfalten. Kalkspatgefüllte Rupturen sind im Gegensatz zu den "Albaresekalken" selten.

Die Mergel sind vorherrschend sandig, daneben aber auch tonig-kalkig. Die Farbe ist mittelgrau bis graublau. Nur die selten eingeschalteten tonigen Mergel sind braungefärbt. In den graublauen, sandigen Mergeln findet sich neben Quarz noch Glimmer. Die Schlemmproben waren völlig fossilfrei, nur Pflanzenhächsel wurde beobachtet.

LOTTI (1886) - wie auch alle späteren Autoren - stellten die Sedimente ins Eozän, das e_5 und e_6 seiner Karte (1884), belegt durch eine basale, eozane Nummulitenbreccie.

TREVISAN (1950, 1951) ordnet den Flysch als Komplex V in seine tektonischen Einheiten ein und bezeichnet ihn auf Grund der basalen eozänen Nummulitenbreccie als Oligozän bis Untermiozän (auch BENEIO 1948).

Aus der Serie sind bisher ausser Textularien (CADISCH 1929) nur Weidespuren und Fressbauten von Würmern (Fuccoiden) bekannt und zwar nach LOTTI (1886) und BRÖGGER-REUSCH (1876) folgende Formen: Chondrites intricatus BRONG., Chondrites targoni, Chondrites recurvus BRONG., Helminthoidea labyrinthica HERR, Nermertilites meandrites MENIGHINI, daneben noch einige unsichere Arten.

Die Funde von Chondrites und Helminthoidea kann ich nach meinen Beobachtungen bestätigen. Alle diese Fossilien sind nur Faciesfossilien für den Sandstein und die sandigen Kalke des Flysch und daher zeitlich nicht einzustufen.

In gewissen dunklen, weniger feinkörnigen Kalken innerhalb der Flyschserie fand ich jedoch reichlich Fossilien. Diese Kalke aus der Scholle von Valdana enthalten:

Globigerinen sp. (häufig)

Gümbelinen sp. (häufig)

Globigerinella sp.

Schwammnadeln (Zentralkanal noch gut sichtbar)

Globotruncana marginata REUSS oder

Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER (Abb. 7)

Eine genaue Unterscheidung der beiden Globotruncanen wäre nur bei der Kenntnis der Ventralseite möglich.

Durch diese selten eingestreuten Globotruncanen sind die Sedimente des Flysch eindeutig ins Turon - Senon, also in die mittlere Oberkreide einzustufen. Weiterhin sprechen auch die Foraminiferengattungen Globigerinella und Gumbelina sowie das häufige Auftreten von Schwammresten für Oberkreide.¹⁾

3. Känozoikum

3.1 Tertiär

Sedimente des Tertiär sind auf Elba sehr selten. Da der Flysch durch das Vorkommen von Globotruncana der oberen Kreide angehört, sind nur noch die Nummulitenbreccie und einige verfestigte Konglomerate ins Eozän bis Miozän zu stellen. Es ist wahrscheinlich, dass im Mittelteil gewisse Partien des Flysch noch dem Alttertiär zuzuschreiben sind, da ja die Flyschserie im Apennin von der Oberkreide bis ins Oligozän reicht, (BEHRMANN 1959). Jedoch bei der immer wieder durch Porphyrgänge und Stöcke unterbrochenen Lagerung konnte dies in Elba bis jetzt noch nirgends belegt werden. Sicher tertiären Alters sind auch noch die, grosse Teile Elbas einnehmenden, Granite und Porphyre.

3.1 1 Eozän

Nummulitenbreccie.

An der Basis der Flyschserie sind in die schon erwähnte Überschiebungsbreccie an einigen wenigen Stellen Schollen eines stark beanspruchten, nummulitenführenden Kalkes eingeschuppt. Sie liegen alle im Westen der Insel, so z.B. zwei hausgrosse Blöcke im Fosso del Pino am Colle Reciso. Das Vorkommen dieser beiden Blöcke in der basalen Überschiebungsbreccie der Flyschsedimente Mittel-elbas führte zu der bisher allgemein gültigen falschen Auffassung, den Flysch ins Oligozän-Miozän einzustufen (s. Seite 35).

Weitere Nummulitenkalke liegen am Punta della Contessa im Hangenden des Serpentin (TREVISAN (1951) und bei Fetovaia südlich des Monte Capanne über dem Granit (LOTTI 1923, CADISCH 1929).

Das Alter dieser hellen, stark beanspruchten Kalke ist Eozän, belegt durch einige Nummuliten. Es sind nach LOTTI (1882, 1883) und CADISCH (1929): Nummulites biarrizensis, Nummulita striata D'ORBIGNY, Nummulia cfr. irregularis DESCH.

¹⁾ Für die Hilfe bei der Bestimmung der Foraminiferen danke ich Herrn Priv. Doz. Dr. Hagn, München.

3.1 2 Oligozän

Die sauren Tiefen- und Ergussgesteine

Der Westteil Elbas, der Monte Capanne, ist ein reines Granitgebirge und auch der Mittelteil der Insel bis zum Colle Reciso baut sich aus Granit- und Quarzporphyr auf, Gesteinen der Dach- und Randfacies des eigentlichen Granitstockes.

In dem bearbeiteten Gebiet finden sich die sauren Eruptiva in porphyrischer Fazies lagen-, gang- und stockartig in den Flyschschollen von Valdana und Capoliveri. Granite sind in kleinen Vorkommen um die Casa Gelsarello nördlich der Piano di Mola in den Gneisen anzutreffen. Die mit der Granitintrusion zusammenhängenden Aplite durchschlagen in Gängen die Gneise um Porto Azzurro.

Diese sauren Eruptiva sind jünger als Eozän, da die eozänen Nummulitenkalke bei Fetovaia metamorph überprägt sind (DALMER 1884, LOTTI 1894, 1923). Sie sind aber älter als mittelmiozän, da mittel- bis obermiozäne Konglomerate auf dem Festland bei Campiglia Marittima nach CADISCH (1929) und auch die Konglomerate des Scoglio Corbella typische Granitgerölle enthalten. Wahrscheinlich sind sie also oligozän.

3.1 3 Miozän

Konglomerate und Breccien der Corbella.

Die kleine Klippe Corbella 2 km südwestlich von Calamita im Meer baut sich aus 25-30° westfallenden Konglomeratbänken auf. LOTTI (1886) ordnet sie seinem verfestigten Dilluvium zu. Da sie jedoch tektonisch verstellt sind, ist dies sehr unwahrscheinlich. Sie entsprechen altersmäßig wohl sicher den mittel- bis obermiozänen Konglomeraten bei Campiglia Marittima und der ebenfalls 25-30° westfallenden Schichttafel von Pianosa. In diesen Kalken der Insel Pianosa, 15 km südlich von Elba hat SIMONELLI (1889) eine mittel- bis obermiozäne marine Fauna von Muscheln, Schnecken und Echinodermen beschrieben. Die Konglomerate Elbas sind gegenüber den kalkigen, ruhigen Flachmeersedimenten Pianosas die küstennahe Fazies am Rand des Mt. Capanne-Granitstockes, wie die Konglomerate von Campiglia Marittima am Rand des dortigen Granitstockes.

Der 10 m hohe Felsen von Corbella baut sich aus wechselnd groben und feinen Konglomeratlagen auf. Manchmal sind die Bestandteile kaum gerundet und man kann von brecciösen Bänken sprechen. Es sind mehrere 20-30 cm mächtige Bänke mit groben mehr oder weniger gerundeten Geröllen von bis zu 5 cm Durchmesser eingeschaltet. Die feinkörnigen Konglomeratbänke werden bis zu 1 m mächtig.

Die Konglomerate und Breccien sind mit einem kieseligen Bindemittel verkittet. Als Gerölle finden sich Gesteine sämtlicher Schichtglieder Elbas, z.B.

Gneis, Knotenschiefer, Sandstein, Malmkalk, Hornstein, Marmor, Flyschkalk, Granit und viele der grossen Orthoklaseinsprenglinge aus dem Granit und Porphy. Dies zeigt, dass zu miozäner Zeit erhebliche Teile Elbas Festland waren, der Granit schon intrudiert und sogar zum Teil entblösst war.

3.2 Quartär

Quartäre Ablagerungen sind neben den Strand- und Flussalluvionen die verfestigten Breccien des Diluviums.

3.2 1 Diluvium

Verfestigte Breccien = "Panchina".

Bis zu einer Höhe von 175 m NN finden sich überall auf der Insel verfestigte Breccien, die bis zu 20 m mächtig die Sedimente überlagern. In meinem Gebiet sind diese Breccien besonders um den Monte Grosso und bei Cavo häufig. Weitere Vorkommen sind an der Parata, oberhalb des Fosso di Grassera, im Fosso Reale, am Strand von Ottone und südlich der Piano di Mola.

Durch rezente, marine Muscheln (LOTTI 1886) und durch diluviale Säugerknochen (FORSYTH-MAJOR 1882) sind diese Sedimente als Diluvium belegt.

Bis zu einer Höhe von etwa 50 m führen die "Panchine" marine Muscheln. Also war der Meeresspiegel während den diluvialen Zwischeneiszeiten sicher über dem jetzigen. Bei den höher liegenden Sedimenten handelt es sich um verfestigten, terrestrischen Hangschutt.

Meist sind die Breccien aus Kalkschutt aufgebaut. Als Bestandteile treten aber auch Radiolarit und Schiefer auf. Das Diluvium südlich der Piano di Mola ist vorwiegend aus Gneis und Flysch zusammengesetzt. Das Bindemittel dieser nicht zu stark verfestigten Sedimente ist überwiegend kalkig.

3.2 2 Alluvium

Flussauen, Strand und Hangschutt.

Weite Gebiete sind mit jungen, alluvialen Sedimenten bedeckt, so die Ebenen, die an den einspringenden Golfen Mittel-Elbas meist mehrere Kilometer ins Land hineinreichen.

Bedingt durch die geringe, oft nur periodische Wasserführung der Bäche und Flüsse sind die Talsohlen von 5-10 m mächtigem, kaum aufgearbeitetem, wenig gerundetem Talschutt bedeckt. Dies trifft besonders für die Täler des kalkig-kieseligen Hauptkammes Ost-Elbas zu.

In Gneis-, Ophiolith-, -Granit- und Porphyrgebieten finden sich an den Mündungen der Flüsse beachtliche Deltaschüttungen tonig-sandigen, feinkörnigen

Materials. Im bearbeiteten Gebiet sind hier vor allem die Ebenen von Magazzini und Mola zu nennen. In der Piano di Mola werden die Alluvionen über 20 m mächtig (BIANCHI 1943).

Der Strand im Bereich der Sedimente wird von gut gerundetem, kalkig-kieseligem Schotter, Ghiaie genannt, gebildet. In den Granit-, Porphy-, -Gneis und Ophiolithgebieten liegt reiner, feinkörniger, teils weisser, teils graubrauner Sandstrand vor.

In den brüchigen Radiolariten und Hornsteinen am Volterraio und Monte Strega ist das anstehende Gestein von mehrere Meter mächtigem, unverfestigtem Radiolarithangschutt bedeckt.

4. Zur Petrographie der Eruptivgesteine und ihrer Umwandlungsprodukte

4.1 "Porphyroide"

Es handelt sich um epi-mesozonal metamorph überprägte Porphyre. Äusserlich den Gneisen sehr ähnlich, unterscheiden sie sich von diesen nur durch die zahlreichen z.T. korrodierten Quarzeinsprenglinge.

Die Hauptbestandteile sind Quarz und Glimmer. Die Glimmer sind überwiegend Muskovite, neben auch vorhandenen Biotiten. In der feinkrönigen Grundmasse schwimmen undulös auslösende, korrodierte, idiomorphe Quarz- und Orthoklaseinsprenglinge mit den für Porphyre typischen "Resorptionseinstülpungen".

4.2 Alte Serpentine

Diese karbonischen Serpentine unterscheiden sich nur wenig von den jüngeren jurassischen. Sie sind meist tektonisch stark beansprucht, ja teils sogar geschiefert.

Das Hauptmineral ist Antigorit. In nicht geschieferten Proben lassen sich U.d.M. noch Strukturen von Pyroxenen und Amphibolen erkennen. Jedoch sind im Gegensatz zu den jüngeren Serpentin, wo sich die Umwandlung erst zum Teil vollzogen hat, diese Minerale völlig serpentinisiert. In Klüften und Rissen findet sich, was ebenfalls nur bei den alten Serpentin zu beobachten ist, nachträglich ausgeschiedener Faserserpentin = Chrysolith. Schlierige Brauneisenausscheidungen sind häufig.

4.3 Ophiolithe

Die Serie der Ophiolithe besteht aus Serpentin, Gabbro und Diabaspilit.

4.3 1 Serpentine

Die jüngeren Serpentine Elbas, makroskopisch zwar leicht anzusprechen, sind nicht einheitlich. Nur die kräftige grüne Farbe und die schmierig-schuppige Textur ist allen Varietäten gemeinsam. Oft ist das Gestein durch tektonische Beanspruchung überprägt. So findet man geschieferte Serpentine oder auch Serpentinmylonite, deren Scherbahnen und Klüfte z.T. durch deszendente Kalkspat aus den hangenden Kalken verheilt sind. Vorherrschend ist ein schuppiger Serpentin von hellgrüner Farbe. In diesem sind dunkle, schwarzgrüne Serpentine unregelmässig und ohne sichtbare Grenze eingelagert. Diese dunklen Serpentine enthalten meist noch teilzerstörte Relikte des ehemaligen Mineralbestandes.

Der Mineralbestand ist überwiegend Antigorit, der sich unter gleichzeitiger Fe-Ausscheidung aus Primärmineralien gebildet hat. Es lassen sich zwei Antigoritvarietäten erkennen, die Blätterstruktur und geringe Doppelbrechung (grau bis weiss I. Ordnung) zeigen. Relikte der primären Minerale sind ausser in den stark durchbewegten Proben überall zu erkennen. Meist sind sie jedoch völlig von Antigorit verdrängt und nur Spaltrisse und Korngrenzen lassen noch auf das ursprüngliche Mineral schliessen. Daneben finden sich noch gut erhaltene, nur wenig zersetzte Klinopyroxene, wahrscheinlich Augite. Seltener sind Orthopyroxene. In der feintrissigen Zwischenmasse tritt Chlorit und etwas Erz, Titaneisen, auf. In einigen Proben entstand bei der Serpentinisierung der Pyroxene gelförmiges Magnesiumhydrosilikat. Brauneisenschlieren sind häufig. Undulös auslöschende Schlieren von Hydromagnesit konnten als sekundäre Verwitterungsbildungen des Serpentin auf feinen Rissen und Klüften beobachtet werden.

U.d.M. zeigt sich sehr schön die Verdrängung der Pyroxene durch Antigorit. Sie setzt sowohl von aussen, als auch innen von den Spaltrissen her beginnend an. Zum Teil geht die primäre Struktur völlig verloren und zum Teil liegen Pseudomorphosen von Antigorit nach Pyroxen vor. Bei diesen Pseudomorphosen geht dann die höhere Doppelbrechung der Pyroxene in die geringe Doppelbrechung des Antigorits über. (Abb. 8)

Interessant sind die Erscheinungen der seltener vorkommenden "Augenserpentine". Hier liegt um die teilweise völlig zersetzten Pyroxene ein Ring von Antigorit mit weissem, gelförmigem Magnesiumhydroxilikat. In der feintrissigen Zwischenmasse hat sich dann noch etwas Titaneisen ausgeschieden.

Bei einer weniger zersetzten Probe lässt der ursprüngliche Mineralbestand mit Olivin, Pyroxen (Amphibol), Serizit, auf einen Periodotit bzw. Harzburgit schliessen. Die Serpentine sind also, nach ihrer verschiedenartigen Ausbildung zu schliessen, aus verschiedenen basischen bis ultrabasischen Tiefengestein gabbroider bis peridotischer Zusammensetzung entstanden.

Ins Hangende lässt sich in den Serpentine ein zunehmender Plagioklasgehalt unter den Reliktmineralien beobachten. Diese Plagioklase zeigen, dass ausser den eigentlichen Gabbrolinsen, die ohne scharfe Grenze die Serpentine überlagern, ein Teil der hangenden Partien der Serpentine serpentinisierte Gabbros sind.

4.3 2 Gabbro

Wirkliche Gabbros sind auf Elba sehr selten. Meist wurden die hangenden Serpentine, serpentinisierte Gabbros, als Gabbro angesprochen.

Das Gestein ist mittel- bis grobkörnig und von mittel- bis dunkelgrüner Farbe.

U.d.M. Der Gabbro hat ein richtungslos körniges Gefüge. Die Plagioklase zeigen eine gewisse Kataklaste und sind leicht serizitisiert. Die Pyroxene werden teilweise randlich von aktinolithischer Hornblende verdrängt. Die feinkörnige Zwischenmasse ist überwiegend Glimmer und Chlorit mit etwas Erz.

Der Mineralbestand ist Pyroxen (meist Klinopyroxen), Plagioklas, aktinolithische Hornblende (Uralitisierung), Chlorit, Serizit und Titanit.

Die Plagioklase lassen sich gemäss ihrem Chemismus in zwei Gruppen unterteilen, einerseits Plagioklase mit einem Anorthitgehalt von 26-28% An, also Oligoklas, andererseits mit einem Anorthitgehalt von 35-36% An, also Andesin. Sie sind nach dem Albit-Ala-Gesetz und nach dem Periklin-Aklingsesetz verzwillingt.

Die Pyroxene zeigen keinen Pleochroismus. Sie haben Achsenwinkel von $2 V_z = 50-61^\circ$ und $2 V_x = 29-40^\circ$. Es handelt sich höchstwahrscheinlich um Diopside.

Die Auszählung eines Schliffes von Gabbro an der Strasse Rio Elba - Porto Azurro unterhalb der Cima del Monte zeigte folgende Zusammensetzung:

Pyroxen (meist Diopsid)	60,0%
Aktinolith (durch Uralitisierung aus Pyr.)	7,9%
Plagioklas	31,5%
Chlorit	0,2%
Akzessorien (+ Erz)	0,4%.

Das Gestein gehört in die Familie der Gabbros. Zwar ist der Anorthitgehalt der Plagioklase unter An 50 und so nach TRÖGER (1935) für ein Gestein der Dioritfamilie charakteristisch, aber der hohe Pyroxenanteil mit über 66% berechtigt die Einstufung als Gabbro.

4.3 3 Diabassplit

Die Diabassplitte sind sehr dicht und von braungrauer bis graugrüner Farbe und meist im Aufschluss stark angewittert. Sie variieren von dichten felsitischen Gestein mit Plagioklaseinsprenglingen bis zu mittelkörnigen Diabasen. Der grösste Teil der Diabase ist jedoch feinkörnig.

Der Diabas liegt, wie meist im mediterranen Raum als Split vor. In ihrem heutigen Zustand sind die Splitte weitgehend serizitisiert. Der Mineralbestand ist überwiegend saurer Plagioklas und zwar Albit bis Oligoklas. Neben Plagioklas findet sich Serizit und Pennin als sekundäre Bildungen und Erz (Titanit). Sämtliche Klüfte des Spilit sind sicher in Zusammenhang mit dem schon erwähnten (S. 27) sauren Nachhall des Ophiolithvulkanismus, der auch zur Spilitisierung der Plagioklase führte, mit Quarz gefüllt.

U.d.M. zeigt sich die für Diabase typische Intersertalstruktur, rosettenförmig verfilzte Plagioklasleisten (Abb. 9). In der überaus feinkörnigen Zwischenmasse lassen sich Hornblende, wie auch Magnesium- und Eisensilikate erkennen. Die einzelnen Plagioklasleisten zeigen immer geringe Serizitisierung. In wenigen Proben sind die Plagioklase völlig serizitisiert und nur die Umriss der ehemaligen Kristalle noch als Schatten erkennbar. In weniger feinkörnigen Spiliten werden die Feldspäte von innen heraus unter Bildung von Pennin zersetzt.

Die dichten felsitischen Diabase zeigen eine äusserst feinkörnige, völlig serizitisierte Grundmasse, in der vereinzelte, auch teilweise serizitisierte Plagioklaseinsprenglinge schwimmen. Allen Schliften gemeinsam sind die feinen mit undulös auslöschendem Quarz gefüllten Klüfte.

4.4 Granit Granodiorit.

Die wenigen, in Ost-Elba auftretenden Granite sind dem Gestein des Granitbatholithen am Monte Capanne sowohl äusserlich als auch in ihrer Zusammensetzung sehr ähnlich. Der Granit ist mittel- bis grobkörnig und von hellgrauer Farbe. Auffällig sind die oft eingestreuten bis zu 5 cm grossen Orthoklaseinsprenglinge. Nur in der Nähe des Kontaktes zu den kristallinen Schieferen wird der Granit fein- bis mittelkörnig und die grossen Orthoklaseinsprenglinge sind nicht mehr zu beobachten. Hier findet man dunkle Butzen unverdautes Nebengesteins von 5 bis 25 cm Durchmesser. Der Granit ist von völlig gleichförmiger Beschaffenheit und hat nach COCCO (1953), der ihn geochemisch bearbeitete, keine Gesteine seines Kontaktes assimiliert.

Nur in wenigen Fällen ist der sonst frische Granit leicht angewittert, was sich in einer beginnenden Serizitisierung der Feldspäte zeigt.

Der Mineralbestand ist Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Albit-Oligoklas), Biotit. Muskovit fehlt völlig. Hellglimmer ist nur als sekundärer Serizit vorhanden. Als Akzessorien finden sich Apatit und Zirkon.

U.d.M. ist das Gefüge hypidiomorphkörnig mit einzelnen grossen Plagioklasen und Orthoklasen. Die Plagioklase sind sehr schön zonar struiert. Es lassen sich verschiedene Plagioklasenerationen beobachten. Die Orthoklase liegen als Perthite mit gut erkennbaren Albitschnüren vor.

Die grossen Orthoklaseinsprenglinge sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt.

In den Proben Ost-Elbas sind die Biotite durch die grössere tektonische Beanspruchung verbogen und die Quarze löschen undulös aus. Manche Biotite sind etwas chloritisiert und die Plagioklase zeigen beginnende Serizitisierung.

Zum Vergleich wurden zwei Proben, eine vom Monte Capanne und eine aus Ost-Elba ausgezählt.

Capanne-Granit		Ostelba-Granit (grobkörnig)	
Strasse Chiessi-Pomonte		Casa Ciollini b. Mola	
Quarz	26,3%		30,8%
Kalifeldspat	28,3%		29,2%
Plagioklas	32,8%		31,2%
Biotit	12,4%		8,6%
Muskovit	0,0%		0,0%
Akzessorien			
(Ap., Zir.etc)	0,2%		0,2%

Unberücksichtigt bei der Auszählung blieben die grossen Orthoklaseinsprenglinge, die bis zu 10% der Gesamtmasse ausmachen können. Die Grundmasse ergibt ein Verhältnis $Kf = Pg$ von etwa 9/10, was nach TRÖGER (1935) ein Gestein von granitisch- bis granodioritischer Zusammensetzung ergäbe. Weil der Plagioklasgehalt über dem Kalifeldspatgehalt liegt, sprechen TREVISAN (1951) BONATI und MARINELLI (1951) sowie GOTTHARDI (1954) von einem Granodiorit. Rechnet man jedoch die grossen Kalifeldspateinsprenglinge hinzu, so ergibt sich ein $Kf = Pg$ -Verhältnis zumindest von 1/1, wenn nicht sogar der Orthoklas leicht überwiegt. Das ergibt nach TRÖGER (1935) noch immer ein Gestein granitischer Zusammensetzung. Wir haben also auf Elba einen Granit, der möglicherweise dort, wo die grossen Einsprenglinge weniger häufig vertreten sind, einen Übergang zu granodioritischer Zusammensetzung zeigt.

4.5 Porphyrische Gesteine

4.5 1 Quarzporphyr, Granitporphyr etc.

Die Vielzahl der Quarz- und Granitporphyre der Insel wurden von MARINELLI (1954) eingehend bearbeitet. Sie sind sehr feinkörnig mit gut erkennbaren Hochquarzeinsprenglingen. Die Farbe schwankt zwischen weiss und hellgrau. Die Gesteine sind meist weitgehend kaolinisiert.

Der Mineralbestand ist, abgesehen von der weitgehend kaolinisierten feinkörnigen Grundmasse, Quarz, Plagioklas- und Biotit. Daneben finden sich grösstenteils zersetzte Orthoklaseinsprenglinge. Einige Porphyrvarietäten führen Turmalin.

U.d.M. zeigen die idiomorphen Quarzeinsprenglinge flache "Resorptionsbuchten". Die kleineren Feldspäte sind weitgehend serizitisiert und kaolinisiert. Die Biotite sind unter Bildung von Serizit, Chlorit und Brauneisen zersetzt. Die vorher grösstenteils aus Feldspat bestehende Grundmasse ist heute stark kaolinisiert.

Bemerkenswert ist, dass die Flyschsedimente am Kontakt zum Porphyr kaum Kontakterscheinungen zeigen. Die eigentliche Kontaktzone beträgt nur wenige Zentimeter. Am Kontakt selbst ist eine 0,5 cm breite Übergangszone mit Kalkspat Kalksilikaten und Fe-Ausscheidungen. Nach wenigen Zentimetern geht das Gestein beidseitig in seine normale Fazies über. An der Grenze gegen den Sandstein ist interessant, sowohl im Porphyr wie auch im Sandstein Karbonate (Kalkspat) zu finden.

4.5 2 Felsitporphyr "Eurit".

Meist ist der Quarzporphyr am Kontakt gegen die Flyschsedimente in einer dichten felsitischen Fazies ausgebildet. Wahrscheinlich erfolgte die Abkühlung an der Grenze zu den Sedimenten so rasch, dass das granitische Magma so extrem feinkörnig erstarrte. Das Gestein ist von gelblich-weisser Farbe, makroskopisch völlig dicht und leicht schmierig.

Dieser "Eurit" der Italiener ist völlig kaolinisiert und wird sogar an einigen Stellen zur Kaolingewinnung abgebaut.

U.d.M. zeigt sich eine felsitische, dichte kaolinisierte Grundmasse, in der sich etwas Quarz, Muskovit und Relikte von leistenförmigem Plagioklas finden. In dieser Grundmasse liegen idiomorphe Quarze mit gerundeten Ecken.

4.6 Ganggesteine

4.6 1 Aplite.

Die Aplite sind von heller Farbe mit überwiegend leukokraten Bestandteilen. Oberflächlich sind sie meist leicht angewittert.

Der Mineralbestand ist dem des Granit sehr ähnlich: Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Albit bis Oligoklas), Serizit und Biotit. Wegen des Glimmeranteils kann man sagen, dass kein reiner Aplit sondern eher ein Aplit-Granit vorliegt.

U.d.M. zeigt sich ein hypidiomorph-feinkörniges Gefüge. Das Gestein wurde tektonisch beansprucht, was sich in der Rekristallisation zertrümmerter Quarze zeigt. Die Serizite sind durch Serizitisierung von Plagioklasen entstanden. Der Biotit zeigt grünen Pleochroismus und ist auch schon teilweise zersetzt. Brauneisenschlieren sind häufig.

4.6 2 Lamprophyre

DEBENEDETTI (1953) beschreibt in den Gneisen von Ortano stark gealterte, lamprophyrische Ganggesteine und zwar Kersantite. Diese selten zu beobachtenden Gänge finden sich östlich des Monte Arco und am Spiaggia di Barbarossa. Das Gestein ist tektonisch überprägt und geschiefert. Die Mineralien sind Plagioklas in zwei Generationen und Biotit. Die feinkörnige Grundmasse ist kaum zu bestimmen.

5. Vergleichende stratigraphische Übersicht

In der folgenden Tabelle werden die gewonnenen Ergebnisse über die Schichtfolge Ostelbas den stratigraphischen Spalten von LOTTI (1886) und TREVISAN (1950, 51) gegenübergestellt.

Meine Schichtfolge unterscheidet sich von der von LOTTI (1886) besonders durch die unterschiedliche altersmässige Einstufung. Bei TREVISAN (1951) jedoch haben wir keine durchgehende stratigraphische Folge, sondern verschiedene, durch Metamorphosesprünge getrennte, sich stratigraphisch stark überschneidende tektonische Komplexe.

Der vorkarbone-karbone kristalline Unterbau entspricht dem Praesilur LOTTIs. TREVISAN dagegen sieht in den "Scisti lucenti" und dem Marmor metamorphen Jura des Komplexes II.

Die Serpentine sind, da immer in stratigraphischem Kontakt mit Karbon und ohne Einschaltungen anderer Ophiolithe, nicht den jurassischen Serpentin gleichzusetzen (TREVISAN 1950, 51).

In den folgenden karbonen bis unterjurassischen Serien hat sich wenig gegenüber den anderen Autoren geändert.

Die Tonschiefer des Lias und Tonschiefer mit Palombinokalken des Dogger sollen nach TREVISAN das nichtmetamorphe Äquivalent der "Scisti lucenti" sein. Dieser Annahme widersprechen aber die Tatsachen, dass die Kalkeinschaltungen im Liegenden der Tonschiefer fehlen, die in den unteren Partien der "Scisti lucenti" typisch sind und das Vorkommen eines Sandsteins, dessen Äquivalent in den metamorphen Serien fehlt.

Die Serien des oberen Jura wurden von LOTTI, da Makrofossilien fehlen, fälschlich ins Eozän gestellt.

Zwischen den Hornsteinen und Kalken wurde eine Zwischenserie ausgeschieden, deren Mergel TREVISAN für Eozäne "Scaglia" hielt.

Die Kalke und Mergel sind Sedimente der Grenze Jura-Kreide, belegt durch Calpionellen, und nicht eine Folge der gesamten Kreide (TREVISAN).

Das Vorkommen von Globotruncanen berechtigt eine Einstufung des Flysches in die obere Kreide. Die eozäne Nummulitenbreccie ist in Überschiebungsbahnen eingeschuppt und nicht an die Basis des nach TREVISAN oligozänen untermiozänen Flysches zu stellen.

Tertiären Alters sind auf Elba, abgesehen von den mächtigen granitischen Gesteinen, nur die erwähnte eozäne Breccie und miozäne Konglomerate und eventuell auch die oberen Partien des Flysches, was aber nicht nachzuweisen ist.

IV. Hydrographie

Offene Gerinne sind auf Elba selten. Nur im Bereich des Monte Capanne und in einigen stark bewaldeten Streifen Ost-Elbas gibt es schmale, meist nach wenigen Kilometern versickernde, ganzjährig wasserführende Bäche. Die wenigen, aber wichtigen, das ganze Jahr über wasserführenden Täler im Osten der Insel sind: Das Tal von Rio, das Tal von Ortano und der Kanal von Mola.

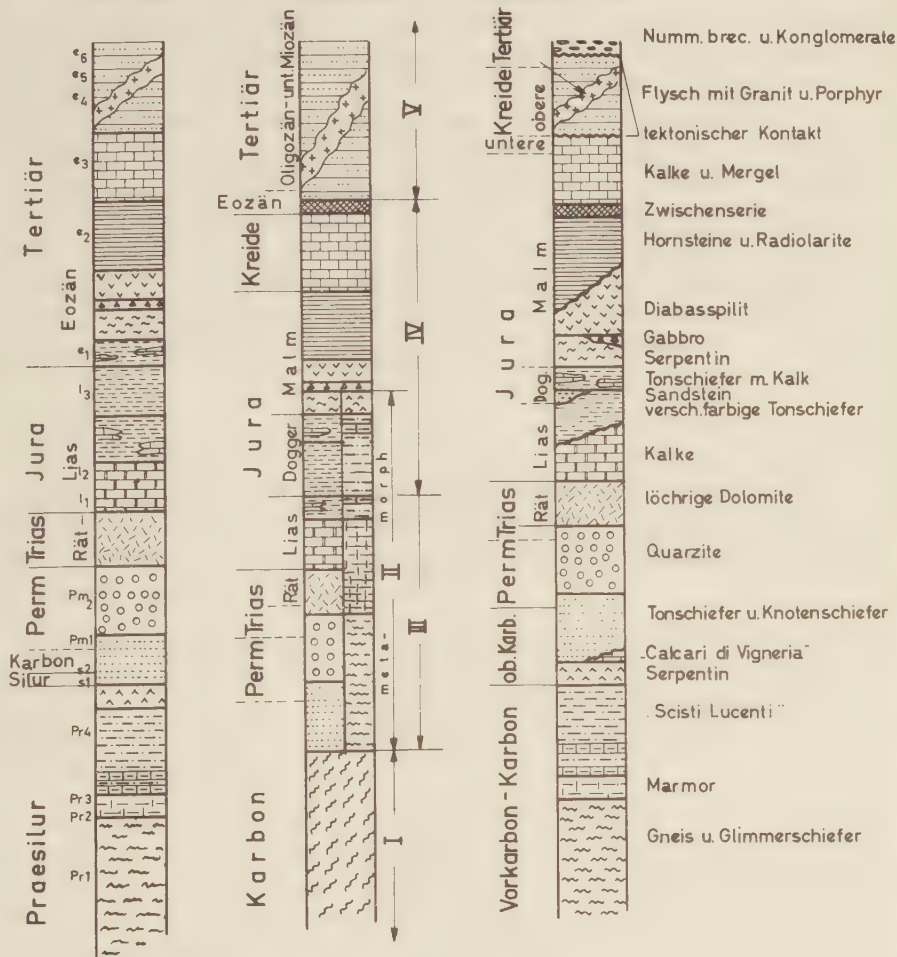
Elba hat keinen einheitlichen Grundwasserhorizont und keine grossen Grundwasserspeicher, was die jährlichen Ergiebigkeitsschwankungen der Quellen und ihre Abhängigkeit von der Regenwassertemperatur beweisen. Das Regenwasser versickert oberflächlich im Hangschutt und klüftigem Gestein und tritt dann im unteren Drittel der Hänge als sogenannte Hangschuttquelle wieder aus. Oft kommt es zu einem regelrechten Quellhorizont, wenn unter einem Schuttfächer oder durchlässigem Gestein wasserundurchlässige Gesteine als Wasserstauer liegen. So treten beispielsweise die ergiebigsten Quellen Ost-Elbas an der Oberkante des Serpentin aus und haben in dem klüftigen Diabas-Split und Radiolarit -

Vergleichende stratigraphische Tabelle der Schichtfolge in Ost- Elba

Lotti 1886

Trevisan 1951

Bodechtel 1960



Bodechtel 1960

hangschutt einen grossen Wasserspeicher. Die Ergiebigkeit und Konstanz der Quellen ist in grossem Masse abhängig von dem Speichervolumen des hangenden Schuttfächers oder durchlässigen Gesteins.

Die bedeutendste Quelle Elbas, die Fonte dei Canali, liegt bei Rio Elba. Sie führt 4,844 l/sec bei einer mittleren Temperatur von 19,5°C. Die minimalste gemessene Menge beträgt 2,5 l/sec. Sie tritt an der Grenze des Diabas-Spilits zu dem wasserstauenden Serpentin aus. Eine andere grössere Quelle bei Rio Marina oberhalb Serrantone in 45 m Höhe führt als Minimum 1/3 l/sec. Im S findet sich, ebenfalls wieder an der Grenze Diabas - Serpentin, die Quelle Acquaviva mit minimaler Schüttung von 0,650 l/sec. Ausser diesen sind noch folgende Quellen erwähnenswert: Fonte Tonietti in Cavo, Fonte del acqua dolce in Porticciolo, Fonte del Favale bei Santa Catarina, Fonte di Bongiglione bei Nisporto, Fonte di Barbarossa in Porto Azzurro, Fonte della Fontanella in Porto Azzurro, Fonte Madonna del Monte und Fonte di San Cerbone.

V. Tektonik

1. Kurze Übersicht

Die Insel zeigt keine einheitliche Tektonik. Im W wurde das strukturelle Bild durch das Aufdringen des Monte Capanne-Batholithen geprägt. Die Schichten sind am Kontakt zum Granit steil aufgerichtet. Ihr Streichen und Fallen lagert sich der Granitoberfläche an.

In dem vorwiegend porphyrischen Mittelteil der Insel zeichnet sich schon in den ostvergente Falten der Flyschsedimente der Bau Ost-Elbas ab. Die tektonische Grenze Mittel-Elba - Ost-Elba, die nicht der morphologischen entspricht, ist eine Aufschuppung. Der Porphyrit mit Flysch ist am Colle Reciso den Serien Ost-Elbas aufgeschoben.

Unter diesen Porphyren mit Flysch Mittel-Elbas folgen mehrere, verschieden mächtige, generell westfallende tektonische Einheiten Ost-Elbas, die immer gegen Osten auf ihr jeweilig Liegendes aufgeschoben sind. Diese Schuppung erklärt die oft mehrmalige Wiederholung derselben Schichtglieder. Im Süden sind diese tektonischen Einheiten über die sich hier heraushebende Gneiskuppel von Calamita unter Bildung eines mächtigen Mylonits überschoben.

Die Tektonik Ost-Elbas wurde in den letzten 60 Jahren immer wieder auf die unterschiedlichste Art und Weise gedeutet. LOTTI (1886) sah einen einfachen Faltenbau mit wenigen, den östlichen Teil absetzenden Störungen. TERMIER (1909, 1910) erklärte die Tektonik durch die Überschiebung mehrerer Decken und TREVISAN (1950) mit Hilfe von fünf ineinandergeschobenen Schweregleitbrettern.

Von mir wurden sechs tektonische Einheiten ausgeschieden. Sie sind durch Aufschiebungsflächen deutlich begrenzt, an denen teilweise Verschuppungen auftreten. Die kleineren Schuppenzonen als eigene Einheiten auszugliedern, würde zu einer nicht mehr zu übersehenden Vielzahl von Einheiten führen. So wurden diese Schuppenzonen mit einer Ausnahme (5) zu der jeweils hangenden Einheit gestellt.

Die tektonische Einheit 1 sind die Gneise von Mola und Porto Azzurro, die im Süden in den Gneisen von Calamita ihre Fortsetzung finden. Einheit 2 sind die kretazischen bis karbonen Sedimente im Mittelteil zwischen dem Colle Re-ciso im Westen und der Monte Fabrello-Aufschiebung im Osten. Einheit 3 ist die Flyschscholle des Valdana. Einheit 4 ist die mächtige Kalk-Hornstein-Ophiolithserie, die die Westküste und den Hauptkamm Ost-Elbas bildet. Einheit 5 ist die Schuppenzone im Liegenden von Einheit 4, an der ebenfalls vor allem die Kalk-Hornstein-Ophiolithserie, aber auch Liasschiefer beseitigt sind. Einheit 6 schliesslich sind die weniger gestörten altemsozoischen bis vorkarbonen Gesteine gegen die Ostküste Elbas.

2. Besprechung der tektonischen Einheiten

Die erwähnten sechs tektonischen Einheiten sollen im folgenden kurz umrissen werden. Bei der Besprechung wird auf die beiliegenden 15 Profile und die S-Sammeldiagramme Bezug genommen.

2.1 Einheit 1:

Die Gneise von Mola und Porto Azzurro.

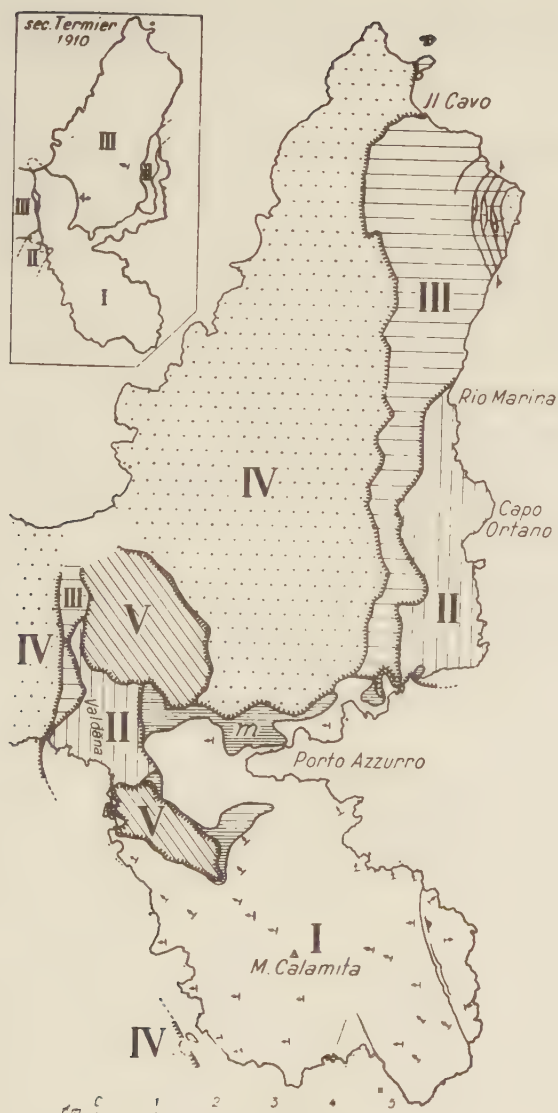
Die Gneise heben sich gegen Süden heraus und lassen sich vom Valdana bis Terranera verfolgen. Diese südliche Heraushebung ist eine Folge der Granitintrusion unter den Gneis. Der Gneis selbst ist stark von Apliten durchsetzt. Er ist kaum verfaltet, nur östlich von Porto Azzurro bildet er ein flaches Gewölbe, siehe Profil P. Generell sind diese Gneise und Glimmerschiefer ein ruhiger, durchschnittlich mit 20° WNW einfallender Schichtkomplex, wie auch aus dem S-Diagramm 11 hervorgeht. Eine Aufschiebung innerhalb des Kristallins ist im Hangenden des Marmorzuges zwischen der Casa Gelsarello und dem Spiaggia del Lido wahrscheinlich. Hier im Bereich der Glimmerschiefer treten keine Aplite und Granite mehr auf. Es konnte daher also im weniger konsolidierten Dach des kristallinen Sockels zu Aufschiebungsbewegungen kommen. Alle Serien Ost-Elbas sind auf die nach Norden abtauchende Gneisoberfläche unter Bildung einer bis zu 20 m mächtigen Mylonitzone aufgeschuppt und keilen gegen Süden tektonisch aus. Neben insbesondere Gneis und Diabas, der bei Porto Azzurro auf weite Strecken das Hangende bildet, kommen auch fast alle übrigen Sedimente Ost-Elbas als Bestandteile des Mylonites vor. Der ruhige, einfache Bau steht in

Skizze der tekt. Einheiten

OSTELBAS

M 1:100 000





TEKT. KOMPLEXE (TREVISAN 1950)

FIG. 1. - Cartina schematica dell'Elba orientale per mostrare i cinque complessi nei loro rapporti di distribuzione. Le zone indicate con tratteggio orizzontale fitto (m) rappresentano gli affioramenti di notevoli spessori di milonite. Nell'angolo a sinistra in alto è riportata, per confronto, la distribuzione delle tre serie secondo TERMIER.

krassem Gegensatz zu den nördlich und westlich anschliessenden Serien. Neben diesem Bau berechtigt der hangende Mylonit zu der Annahme, dass die Gneise von Mola und Porto Azzurro die autochthone Unterlage Ost-Elbas sind.

2.2 Einheit 2:

Die mesozoisch-paläozoischen Serien Mittel-Elbas zwischen dem Colle Reciso und dem Valdana.

Das Gebiet zwischen dem Colle Reciso und dem Valdana baut sich überwiegend aus Gesteinen der Ophiolithzone auf. Im Westen sind noch stark beanspruchte und reduzierte Schichten der Malmklak-Radiolaritserie vorhanden, auf die die Flyschsedimente und Porphyre Mittel-Elbas geschoben wurden. Am Kontakt findet sich eine mächtige, tektonisch zerrüttete Zone. Im Osten streichen am Fuss des Monte Orello-Kammes im Liegenden der Ophiolithe mesozoisch-paläozoische Sedimente aus. Sie sind stark verschuppt und gegen Osten längs der Monte Fabrello-Linie auf Gneis (1) und auf den Flysch (3) aufgeschoben. Im ganzen Bereich tritt die Faltentektonik zugunsten der Schuppentektonik zurück. Die Schichten streichen meist 10° N und fallen mit $20-40^{\circ}$ W ein (S-Diagramm 9).

Die Kalke und Hornsteine unter der Porphyry-Flyschaufschiebung sind in ihrer Mächtigkeit stark reduziert und auch meist gegenseitig in tektonischem Kontakt. Im Norden auf dem Sporn von Portoferraio überlagern die ostvergent verfalteten Malmkalke eine wenig mächtige, eingeschuppte Hornsteinscholle, die gegen Süden zwischen Kalk und Diabaspilit ausgequetscht ist.

In der Inselmitte tritt der Hornstein nur einmal oberhalb von Lacona und zwar in stark reduzierter Mächtigkeit auf. Die Malmkalke lassen sich nicht durchgehend verfolgen. Die tektonische Beanspruchung durch die Aufschiebung des Flysch war so stark, dass die Sättel der verfalteten Kalke völlig abgesichert sind und so mehrere ostvergente, fast isoklinale Mulden zwischen den Diabas und den Flysch eingeschaltet sind. (Profil 0).

Die anschliessenden, den Monte Orello aufbauenden, uns ungewöhnlich mächtig erscheinenden Diabaspilite sind sicher noch in sich verschuppt. Dies zeigt eine unter dem Monte Orello eingeschuppte Scholle von Radiolarit. Sie lagern aber auch ziemlich flach, was im Norden und Süden die immer ungefähr in gleicher Höhe aufgeschlossene Grenze Diabas - Serpentin beweist.

Die Sedimente liegend der Ophiolithe sind, wie schon erwähnt, stark verschuppt, so dass sich dieselbe Schichtfolge öfters in den westfallenden Schuppen wiederholt. Sie liegen auch in verschiedenem Grad der Metamorphose vor, wobei der Metamorphosegrad ins Liegende von Schuppe zu Schuppe höher wird. Weiterhin sprechen die in den karbonen Knotenschiefern vorkommenden Aplite für eine geringe Tiefe der Granitoberfläche.

Im hangenden Teil dieser Schuppenzone sind die Serpentine mit den liegenden Tonschiefern mit Palombinokaiken mehrmals verschuppt, was sehr gut längs der Küste des Golfes von Lacona zu beobachten ist (siehe auch Profil P westlich 119 m).

In den triassisch bis permokarbonen Gesteinen, dem liegenden Teil der Einheit 2, findet sich sowohl am Monte Fabrello (Profil O) wie in seiner südlichen Fortsetzung, am TP 119 m (Profil P), eine Verdoppelung der Gesteinsserien. Die einzelnen Schichtglieder, wie Serpentin und Knotenschiefer, keilen zwar oft aus und sind in ihrer Mächtigkeit stark reduziert, aber dennoch lässt sich die doppelte Verschuppung eindeutig erkennen. Im südlichen Valdana ist sogar noch eine dritte Schuppe auszugliedern, die man bisher, da höher metamorph, zu den Gneisen stellte (Profil P). Sie kann jedoch durch das Vorkommen der löchrigen Kalke des Rät und der karbonen Knotenschiefer eindeutig belegt werden.

Diese intensive Schuppentektonik an der Stirn der Einheit 2 wurde bisher von keinem der früheren Bearbeitern beschrieben oder beobachtet. Nur so kann man verstehen, dass BENE0 (1951) zu der Auffassung kam, die paläozoischen Sedimente im Valdana seien autochthon.

Die Monte Fabrello-Aufschiebung an der Basis der Einheit 2 grenzt im Norden gegen Flysch und im Süden gegen Gneis. Die Bewegungsbahn fällt mit etwa 30° W ein. Im Golf von Lacona verläuft sie immer parallel der Küste von Calamita, was die südöstlich einige 100 m vorgelagerten Klippen der Gemini-Inseln zeigen. Sie bauen sich aus Ophiolithen und Rätmarmor (?) der Einheit 2 auf.

2.3 Einheit 3:

Die Flyschscholle im Valdana.

Unter der Monte Fabrello-Aufschiebung folgt eine isolierte Flyschscholle. Gegen Osten ist sie auf die Gesteine der Malmkalk-Hornstein-Ophiolithzone aufgeschoben, im Süden, teils unter Bildung einer tektonischen Breccie, auf die Gneise und Glimmerschiefer der Mola.

Die Bewegungsbeträge der einzelnen Schollen beim Ineinanderschub der Gesteinsserien Ost-Elbas müssen recht beachtlich gewesen sein, denn die Flyschscholle schwimmt völlig isoliert auf ihrer Unterlage. Die intrudierten Porphyre und Felsitporphyre sind nur auf diese Scholle beschränkt und weder im Gneis noch in den übrigen angrenzenden Serien lassen sich Porphyrint intrusionen beobachten. Hier zeigt sich, dass zumindest die Intrusion der Porphyre vor die Verfrachtung der Schollen zu stellen ist.

Der Ansicht BENE0s (1950), dass die Flyschablagerungen von Valdana und Capoliveri nach dem Abschluss der übrigen Tektonik als Decken über die gefalteten und geschuppten Sedimente Elbas bewegt wurden und als isolierte Schollen

auf den Gesteinen liegen, ist nicht beizupflichten, denn im Westen taucht der Flysch unter der Fabrello-Aufschiebung unter die Sedimente der Einheit 2 unter. Auch weicht der Verfaltungsplan innerhalb der Scholle, wie das S-Diagramm 10 zeigt, nicht von dem Schema der Tektonik der übrigen Insel ab.

Die Verformung der Flyschsedimente durch die Intrusion der Porphyre ist auffällig gering. Sie sind am Kontakt nur wenig verstellt oder aufgebogen. Der zentrale Teil der Scholle zeigt keine Porphyrint intrusionen. Hier sind die Flyschsedimente intensiv verfaultet. Die Falten haben einen flachen Westflügel und einen seigeren oder überkippten Ostflügel. Sie zeigen eine ausgeprägte Ostvergenz (Profil O). Die Faltenachsen tauchen flach nach N ein. Aus dem S-Diagramm 10 geht hervor, dass das Streichen gegen Süden von einer NNE-Richtung auf eine NW-Richtung schwenkt. So ist das Achsenstreichen noch einmal in sich verformt (B'), was auf die Schleppung der Flyschsedimente bei der Bewegung längs der südlich herausgehobenen starren autochthonen Gneise zurückzuführen ist.

2.4 Einheit 4:

Die oberjurassischen Serien zwischen der Westküste Ost-Elbas und dem Hauptkamm.

An dieser tektonischen Einheit sind ausschliesslich oberjurassische Gesteine beteiligt: Im liegenden Teil die Ophiolithe, darüber die Hornsteine und Radiolarite, die Zwischenserie und die Kalk-Mergelsérie. Gegen Süden überlagern die Gesteine die Einheit 4 die Gneise von Porto Azzurro, unter Bildung des Seite 48 erwähnten Mylonits. Im Osten sind sie längs der markanten "Cala del Inferno-Aufschiebung" mit den Serpentinien als Gleitmittel auf die Schuppenzone der Einheit 5 aufgeschoben.

Dieser tektonische Komplex hat einen normalen Faltenbau mit geringer Schuppentendenz, wobei das gesamte Schichtpaket generell nach Westen einfällt. Sowohl Radiolarite als auch Kalke sind in enge Falten gelegt und es kam an der Grenze, also im Bereich der Zwischenserie, zu bemerkenswerten schichtparallelen Bewegungen. Infolge des verschiedenen mechanischen Verhaltens der plastischen Radiolarite und starren, massigen Kalke tritt disharmonische Faltung auf, wodurch die Zwischenserie nur an wenigen Stellen ungestört ausgebildet ist.

Die Sättel der faltungsinkompetenden Kalke sind oft abgesichert, so dass nur noch die Mulden erhalten sind (Profil N). Die den Kalken zwischengeschalteten Mergellagen gleichen die Faltungsbeanspruchung des gesamten Paketes durch Anschwellen der Scheitel und Ausdünnen der Schenkel aus. Quer- und Längsklüftung sind stark ausgebildet; die Längsklüftung verwirft die Faltenschenkel synthetisch mit geringen 1-2 cm Versatzbe-trägen.

In einem gewissen Gegensatz zu den Kalken verhalten sich die Hornsteine und Radiolarite sehr plastisch. Sie sind deshalb bis ins Kleinste spezialgefältelt. Schon in dieser Kleinfältelung zeichnet sich im Handstückbereich eine vorherrschende Ostvergenz ab. (Abb. 10)

Generell herrscht ein teils enger teils weit gespannter Faltenbau mit Ostvergenz vor: die einzelnen Sättel haben im Allgemeinen einen flachen West- und einen steilen Ostflügel. Im Süden, im Bereich des Monte Castello (Profil N), nimmt die Faltungsintensität zu, die Falten sind dann stärker gegen Osten überkippt.

Der ganze Bereich weist eine Nord-Süd streichende Hauptachsenlage auf, die mit 10° - 20° flach NNW einfällt. Nur im zentralen Teil (Cima del Monte) fallen die Achsen auf kurze Strecke südlich ein. Bedingt durch diese Achsenkulmination bilden hier die sonst tiefer liegenden Diabasspilite den Hauptkamm der Osthalbinsel.

Im nördlichen Teil der Einheit 4 zeigen die Profile E - K den normalen, wenig gestörten Faltenbau mit teilweise überkippten Ostflügeln (siehe auch S-Diagramm 2 und 5). Im Osten zwischen Zopignano und Nisporto ist eine Grossmulde mit etwa gleichfallenden Schenkeln zu beobachten, deren westlich anschliessender Sattel längs einer NS-Störung abgesetzt ist (Profil H und J). Das S-Diagramm dieser Mulde zeigt, dass kein einheitliches B vorhanden ist. Die Mulde ist in sich gedreht, was zwei flach eintauchende B-Richtungen ergibt. In dieser Verformung sind sicher die Auswirkungen der Schleppung zu sehen, die die Sedimente bei ihrer östlich gerichteten Bewegung an den südlichen, autochthonen Gneisen erfahren haben. Dieses Abschwanken der Faltenachsen gegen Süden von einer NW-Richtung in eine NE-Richtung lässt sich schon im Kartenbild an dem Verlauf der Sattellinien erkennen, so an dem Sattel zwischen Ottone und San Stefano und an dem Sattel, der sich von Bardinella im oberen Bagnaia-Tal (Profil L) nach Süden über die Casa Velez (Profil M) und den Monte Castello (Profil N) bis ins obere Valle di Bottro (Profil O) verfolgen lässt.

Am Volterraio ist der Radiolarit durch eine Schuppe verdoppelt. Diese Schuppe zieht westlich hinab bis an die Fahrstrasse in 221 m, wo sie dann zwischen dem Diabas auskeilt.

Im südlichen Teil der Einheit 4 ist die Falten tektonik weit intensiver. Die in den Hornsteinen am Monte Castello und bei Monserrato gut ausgebildeten Sättel sind bei der schon erwähnten disharmonischen Faltung in den hangenden Kalken oft abgesichert und eine Mulde ist auf die nächste aufgeschuppt (Profil N). (Abb. 11)

Gegen Süden, also gegen die Grenze zu dem herausgehobenen Gneis hin, keilen alle Schichtglieder nacheinander aus. Radiolarite und Zwischenserie

keilen schon im Norden zwischen den Malmkalken und Ophiolithen aus. Die Kalke lassen sich noch 1 km weiter nach Süden stark reduziert und mit Serpentin verschuppt verfolgen, bis sie dann bei der Casa Galletti zwischen Diabas und der hangenden Flyschscholle auskeilen. Der Serpentin, das Liegende der Einheit 4, keilt schon östlich von Porto Azzurro zwischen Gneis und Diabas aus. Der Diabas überlagert mit dem schon erwähnten Mylonit auf längere Strecke den Gneis und wird erst oberhalb der Piano di Mola zwischen Gneis und Flysch ausgequetscht. Er lässt sich aber noch weiter nach Westen als Bestandteil des Mylonits verfolgen.

2.5 Einheit 5:

Die Schuppenzone

Die normal verfaltete, westliche Einheit 4 ist entlang der Cala del Inferno-Aufschiebung auf die östlich anschliessende Einheit 5 aufgeschoben. Die Bewegungsbahn fällt mit etwa 30° W ein. Der Aufschiebungsbetrag muss über 300 m betragen, was als Minimum nachzuweisen ist.

Die Schuppenzone lässt sich in drei Schuppen unterteilen. Sie wurden vom Hangenden zum Liegenden mit A, B, C bezeichnet. Diese Schubpakete sind nicht einheitlich, sondern wieder in sich verschuppt und zerschert. Die grosse, kaum gestörte Einheit 4 hat bei ihrem östlich gerichteten Schub an ihrer Stirn die Sedimentserien derart ineinandergeschoben. Die meist abgescherten, überkippten oder liegenden Falten sind oft nur noch mit Mühe als solche zu erkennen, oder lösen sich ganz in einzelne, westfallende Schollen auf. Vorwiegend sind an dieser Schuppenzone Gesteine der Malmkalk- Radiolarit-Ophiolithzone beteiligt. Aber auch die Tonschiefer mit Palombinokalken im Liegenden der Serpentine sind oft miteinbezogen. Die Basis der einzelnen Schubsetzen, also das Gleitmittel der Bewegungsbahnen, ist immer der plastische, schmierige Serpentin. Er ist oft tektonisch reduziert, ja im nördlichen Teil der Cala del Inferno-Aufschiebung bis auf wenige Linsen völlig abgeschert. Der wenig plastische Diabas ist im gesamten Bereich der Schuppenzone nur in unbedeutenden Linsen zu finden.

Die Schuppe A lässt sich vom Valle del Fico am Monte Serra bis südlich San Felo verfolgen. Die Schuppe B bildet die Kalkscholle am Nordkap der Insel, baut den Monte Grosso und Monte Serra auf und läuft dann südlich Rio Elba mit der hier wenig mächtigen und zerscherten Schuppe A zusammen. Die Schuppe C beginnt nördlich Rio Elba, zieht sich am Ostabfall des Monte Grosso entlang und streicht zwischen dem Monte Grosso und dem Nordkap ins Meer.

Während im Süden, wo die Schuppenzone selten über 150 m mächtig wird, kaum Falten tektonik auftritt und die in ihrer Horizontalerstreckung oft auskeilenden Schubsetzen mit 30° W fallen, haben wir im Norden, wo die einzelnen Schuppen bedeutend mächtiger werden, eine intensive Falten tektonik.

Jedoch ist die Beanspruchung und besonders in den Sattelscheiteln die Abscherung weitaus stärker als in der hangenden Einheit 4. Die Falten sind mit deutlicher Ostvergenz oft annähernd isoklinal nach Osten überkippt.

Die Schuppenzone ist im Liegenden auf die Tonschiefer des Dogger aufgeschoben. Da aber auch Schollen dieser Schiefer noch mitverschuppt sind, ist keine so markante Basisüberschiebung entwickelt, wie die Monte Fabrello- oder die Cala del Inferno-Linie.

Die Schuppe A keilt im Süden etwa 2 km nördlich von Porto Azzurro aus. Sie kann südlich des Colle la Piane kaum noch als einheitliche Schuppe bezeichnet und in diesem Bereich von der Schuppe B getrennt werden. Hier sind die Gesteine in einzelne, in ihrer Horizontalerstreckung oft auseinander Schollen zerschert. Vorwiegend Malmkalke - die Radiolarite treten zurück - sind mit Serpentin und Tonschiefer mit Palombinokalken intensiv verschuppt. Die stärkste Zerstückelung in einzelne westfallende Schollen findet sich bei San Felo wie Profil M zeigt. Falten tektonik ist ausser in einer eingeschuppten ostvergenten Kalk-Radiolaritmulde kaum vorhanden (S-Diagramm 6).

Nördlich einer weiteren liegend der Einheit 4 eingeschuppten Kalkscholle (auch Liaskalk ist hier eingeschuppt) (Profil L) wird die Schuppe A mächtiger. Kalke treten nur noch untergeordnet neben Radiolarit auf. Am Colle la Piane sind die Radiolarite, die Kalke sind an der hangenden Bewegungsbahn völlig abgeschert, dem liegenden Serpentin in Form eines überkippten Sattels aufgeschoben (Profil K). Mit zunehmender Mächtigkeit der Schuppe sind die einzelnen Serien nicht mehr nur zu Schubsetzen zerschert sondern auch gefaltet. Bei San Pietro, nahe Rio Elba (Profil J) sind die Fragmente einer ausgequetschten Isoclinalfalte, besonders ihr überkippter Flügel als gesonderter Schuppsetzen eingeschaltet. Im Bereich des Serra-Sattels ist die hier am mächtigsten entwickelte Schuppe in leicht zerscherte ostüberkippte Falten gelegt (Profil D).

Oberhalb Nisportino keilt dann die Schuppe dem Valle del Fico folgend unter der Cala del Inferno-Überschiebung aus. Sie ist hier mit einer mächtigen tektonischen Breccie im Liegenden der Schuppe B aufgeschoben.

Die Schuppe B, die im Süden nicht mehr von der Schuppe A zu trennen ist, lässt sich von Rio Elba bis an den Fuss des Monte Serra als wenig mächtiger stark beanspruchter Streifen, eingeschaltet zwischen die Serpentine der Schuppe A und die liegenden Doggerschiefer, verfolgen. (Profil G-J). Zwischen dem Monte Serra und dem Monte Grosso nimmt die Schuppe an Mächtigkeit zu. Die vorherrschenden Malmkalke sind intensiv verfaltet. Radiolarit ist nur in den Sattelkernen angeschnitten. Die Falten zeigen eine ausgeprägte Ostvergenz. Ihr Ostflügel steht entweder saiger oder ist überkippt (S-Diagramm 1 und 3).

Im Bereich des Monte Serra bilden die Kalke einen Luftsattel mit Radiolarit und Diabas im Kern. Östlich schliesst eine Mulde an, die den Gipfel des Monte Serra aufbaut. Dieser Sattel und auch die Mulde werden nach Norden in ihrer streichenden Fortsetzung völlig ausgequetscht. Nur der Westflügel des Sattels im Monte Peritonde ist noch erhalten. Die übrige Falte ist in einer sekundären Schuppenzone in kleine einzelne Schollen zerschert (Profil E).

In der streichenden Fortsetzung dieser Falten ist im Norden der Monte Grosso intensiv verfaultet. In den Kernen der ostvergenten steilen Isoklinalfalten ist an zwei Stellen Radiolarit und auch einmal Diabas eingefaltet (Profil B u. C). Die grosse einheitliche, ebenfalls ostvergent verfaultete Kalkdeckscholle am Nordkap der Insel (Profil A) ist auch zur Schuppe B zu rechnen. Nur ist die Verbindung zum Monte Grosso in der flachen Einsattelung oberhalb der Cala Pisciatolo erodiert.

Die Faltenachsen fallen mit $10-20^{\circ}$ NNW ein. Das Streichen der Faltenachsen schwenkt aber im Monte Serra-Bereich in eine NNE-Richtung ab (S-Diagramm 3). Diese Verformung des B (B'), die sich auch im südlichen Teil der Schuppe C findet, ist sicher durch die, liegend der Schuppenzone am Torre del Giove mächtig entwickelten, sich dem West-Ostschub widersetzenden Permquarzite bedingt.

Die im Süden als Mulde angelegte Schuppe C hebt sich südlich der Parata heraus. Diese liegende Mulde (Profil E u. F) hat fast gleichfallende Schenkel. Die Monte Serra-Kalke der Schuppe B sind auf den nach Osten überkippten Radiolaritflügel der Mulde aufgeschoben. Das Liegende, also der nicht überkippte Teil der Mulde, ist an der Basis, gegen die Doggerschiefer stark abgeschert. Die Radiolarite sind oft ausgequetscht und an ihre Stelle tritt Serpentin oder eine Breccie.

Nördlich des Monte Serra wird die Mulde ausgequetscht. Am Osthang des Monte Grosso und zwischen dem Monte Grosso und dem Nordkap liegen mehrere, allgemein westfallende, in ihrer Horizontalerstreckung oft auskeilende Schollen. (Profil B u. C). In der Einsattelung zwischen Monte Grosso und Nordkap sind die einzelnen Schollen stark mylonitisiert. Auch die nördlich Cavo, unter den Kalcken der Schuppe B austreichenden Tonschiefer mit Palombinokalken und Serpentinlinsen sind noch der Schuppe C zuzuordnen.

2.6 Einheit 6:

Die altmesozoischen- paläozoischen Serien längs der Ostküste.

Im Liegenden der Schuppenzone sind längs der Ostküste weniger gestört und mächtiger entwickelt als im Valdana Gesteine vom Lias bis hinab ins metamorphe Präkarbon anstehend. Im nördlichen Teil, der im Grubengebiet liegt, und nicht ins bearbeitete Gebiet fällt, ist eine tektonische Reduzierung der bei Cavo mächtig entwickelten unterjurassischen Gesteine gegen die Verrucano-Quarzite des Torre del Giove zu beobachten.

Das gesamte Paläozoikum ist hier weitaus mächtiger als im Süden. Gegen den Kanal von Piombino sind die Serien nach GILLIERON (1959) mit 30° E fallenden Staffelbrüchen abgesetzt.

Im Süden ist der Bau verhältnismässig einfach und ruhig. (Profil L, M, N). Das Einfallen ist generell 30-40° W - NW. Nur die Karbonschiefer und "Scisti lucenti" sind spezialgefaltet, was zu dem osttauchenden S-Maximum auf dem Diagramm 8 führt. Dieser wenig beanspruchte Bau lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass der West-Ostschub hier weit weniger stark war als in den verschuppten und verfalteten westlichen Serien. Man kann aber hier noch nicht eindeutig von autochthonen Gesteinen reden, da die einzelnen Schichtglieder im Süden noch gegen den Gneis abgesichert sind. Wahrscheinlich hängen aber doch der Gneis von Porto Azzurro und der an der Ostküste Elbas zusammen, so dass die Bewegung hier im Osten ausläuft und nur längs des südlich herausgehobenen Gneises die paläozoischen Sedimente abgesichert wurden.

Die einzelnen Schichtpakete lassen sich gut durchverfolgen. Es sind aber immer wieder schichtparallele Bewegungen zu beobachten. So sind die Quarzite des Perm meist ausgequetscht und nur noch auf den Gipfeln, wie Monte Fico und Monte Arco in Linsen erhalten, und die Kalke des Rät grenzen in anormalen Kontakt gegen die Karbonschiefer. Im Süden keilen dann, wie schon erwähnt, die einzelnen Schichtglieder gegen den Gneis von Porto Azzurro aus. Von Ost nach West fortschreitend werden zuerst der Marmor, dann die Scisti lucenti und anschließend die permokarbonen und altmesozoischen Sedimente ausgequetscht. In der permokarbonen Serie mit Quarzit, Knotenschiefer und Serpentin ist nördlich Terra Nera eine doppelte Verschuppung zu beobachten.

3. Diskussion der verschiedenen Deutungen und Zusammenfassung

Ost-Elba ist ein alpinotyp verfaltetes Gebirge mit einer kombinierten Falten- und Schuppentektonik.

Die autochthone Unterlage bilden die sich im Süden heraushebenden Gneise von Porto Azzurro und Mola und wahrscheinlich auch ihre nördliche Fortsetzung die Gneise von Ortano.

Die Sedimentserien Ost-Elbas wurden ineinandergeschoben und gliedern sich tektonisch in mehrere generell westfallende Schuppen. In den einzelnen Schuppen wiederholen sich dann oft mehrmals dieselben Gesteinsserien.

Auf Grund der westfallenden Aufschiebungsbahnen der einzelnen Schuppen und der auffälligen Ostvergenz der Falten, die sich bis in mikroskopische Bereiche (s. Abb. 5) verfolgen lässt, muss man einen West-Ost gerichteten Schub annehmen. Die Bewegungsbeträge lassen sich nicht abschätzen. Sie müssen jedoch mehrere Kilometer betragen, da der Kontakt gegen die autochthone Unterlage durchgehend tektonisch ist.

Innerhalb der Einheiten haben wir fast ausschliesslich eine wenig gestörte Falten-tektonik. An der Stirn der einzelnen Schuppen zerscheren dann die Falten und eine intensive Schuppentektonik tritt auf, so die verschuppten Sedimente, mit denen die Einheit 2 dem Valdanaflysch aufgeschoben ist, und die liegend der grössten Scholle der Einheit 4 als gesonderte Einheit 5 ausgeschiedene Schuppenzone.

Die Heraushebung des Autochthons im Süden bewirkte einen Widerstand und Gegenstau gegen die allgemeine West-Ost gerichtete Bewegung. Somit kam es zu einem Ausdünnen, einer Schleppung und Abscherung der Serien Ostelbas, was der Mylonit an der Obergrenze des Autochthons zeigt. Nicht zuletzt führte sie zur Verbiegung der Faltenachsen.

Die Faltenachsen streichen vorwiegend Nord bis Nordwest und tauchen mit 10-15° Nord ein. Dies entspricht etwa dem Eintauchen der Oberfläche der autochthonen Gneise gegen Norden. Nur im Süden schwenkt das Streichen der Achsen in eine Nord-Ostrichtung ab.

Nichts deutet auf überschobene Decken oder auf Schweregleitungen hin.

Die Auflage zweier isolierter Deckmulden (TERMIER 1910) ist nirgends nachzuweisen. Immer tauchen im Westen die Schuppen unter die nächsthöhere tektonische Einheit unter. Im Gegensatz zu der Auffassung von STAUB (1928) und TERMIER (1928), dass die Decken im Apennin wurzeln und gegen Westen bewegt wurden, steht die Ostvergenz der Falten und die ostwärts gerichtete Bewegung der Schuppen.

Schon stratigraphisch lassen sich die verschiedenen Komplexe TREVISANS (1950, 1951) nicht halten, denn die "scisti lucenti" seines Komplexes II sind normales Präkarbon und nicht höher metamorpher Jura. Aber auch die tektonischen Grenzen seiner Komplexe sind abgesehen von denen der Flyschscholle des Valdana sehr schematisierend gezogen und decken sich selten mit den Befunden im Gelände. Besonders die Grenze zwischen Komplex II und III ist nirgends nachzuweisen. So liegt im Ortano-Tal eine ungestörte Folge vom Gneis über die "Scisti lucenti" bis ins Rät vor. Auch im Valdana sind die Serpentine und Scisti lucenti nicht durch Bewegungsbahnen von den hangenden Karbonschiefern getrennt, sondern mit ihnen in einige Schuppen miteinbezogen.

In seinem Komplex IV, der meine Einheit 4 und 5 umfasst, kann man unmöglich die Doggerschiefer an die Basis stellen, da sie meist die Gleitunterlage der überschobenen Serien des Kalk-Radiolarit-Ophiolith-Komplexes bilden und so einer tieferen tektonischen Einheit angehören.

Wahrscheinlich sind die Sedimentserien beim Aufdringen des Granits an seiner Ostflanke abgeglitten und stärker zusammengeschoben. Jedoch eine Rück-

gleitung der Schollen, wie TREVISAN (1950, 1951) sie, bedingt durch das spätere Aufdringen des ostelbaner Granites, annimmt, hätte Spuren dieser Bewegung hinterlassen müssen. Diese sind aber nirgends zu beobachten. Alle Spuren weisen nur auf eine von West nach Ost gerichtete Bewegung hin.

Die Granite des Monte Capanne und Ostelbas sind syntektonisch intrudiert.¹⁾ Da petrographisch völlig gleich, haben sie sicher denselben Ursprung und es ist unwahrscheinlich, dass der ostelbaner Granit später aufdrang.

Das gleichzeitige syntektonische Aufdringen dieser Granite musste sich auf die Tektonik der Sedimentserien verschieden auswirken. Während der Capannegranit die Ostbewegung der Sedimente verstärkte, wirkten die durch das Aufdringen des ostelbaner Granits aufgewölbten und konsolidierten Gneise von Calamita als Gegenstau und führten so zu einer intensiven Verschuppung der Serien. An der Ostflanke dieses Autochthons kam es dann zu einer Entlastung, die in Staffelbrüchen zu Ableitungen gegen den Kanal von Piombino führte.

Der Auffassung BENEOS (1948), der zwar eine normale stratigraphische Folge zugrunde legt aber das Paläozoikum im Valdana für autochthon und das längs der Ostküste für allochthon hält, widerspricht die intensive Verschuppung der Valdana-Serien und die Aufschiebung auf ihre Unterlage, wogegen jedoch die Ortano-Serie völlig ungestört liegt.

Auch die Deutung der Flyschserien als isolierte, später transportierte Deck-scholle ist nicht haltbar. Bei Capoliveri liegt der Flysch zwar isoliert auf dem Gneis als höchste Einheit, im Valdana am Monte Fabrello aber ist eindeutig sein Untertauchen unter die tektonische Einheit 2 zu beobachten.

Ost-Elba zeigt also einen Schuppen- und Faltenbau. Die Sedimentserien einer normalen stratigraphischen Folge wurden zu Schuppen zerschert und auf ihrer flach nach Norden abfallenden, autochthonen Unterlage in östlicher Richtung bewegt. Die Schollen fallen generell westlich ein, sind ostvergent verfaltet und an ihren Stirnen verschuppt. Gegen das sich im Süden heraushebende Autochthon keilen sie allmählich aus. Gegen Osten sind die Schuppen den zum Teil zum Autochthon zu rechnenden nichtmetamorphen und metamorphen Serien des Paläozoikum aufgeschoben. In diesen, auch noch stark durchbewegten Schichten, läuft die intensiv west-ostgerichtete Schuppenbewegung aus.

¹⁾ Sie können nicht posttektonisch sein, da sie nirgends Bewegungsbahnen durchschlagen. Eine praetektonische Intrusion erscheint bei dem völlig frischen Capannegranit unwahrscheinlich.

VI. Lagerstätten

Schon seit der Zeit der Etrusker ist die Insel Elba wegen ihrer reichen Eisenerzlagerstätten bekannt. Die Lagerstätten liegen am Kanal von Piombino entlang der Ostküste der Insel. Der Abbau der Erze, der sich über 2000 Jahre zurückverfolgen lässt, wird im Tagebau betrieben. Die Förderung beträgt bis zu 500 000 to pro Jahr. Erhebliche neue Vorräte wurden unter Tage erbohrt, die bei einer Umstellung auf Untertagebau den Betrieb der Gruben für weitere 30 Jahre sichern.

Man unterscheidet nach dem Mineralinhalt drei Erztypen auf Elba: Die Pyrit- Hämatitlagerstätten vom Typ Rio Marina im Norden Ost-Elbas mit den Gruben Fornacelle, Rio Albano, Conche, Rio Marina, Ortano und Terranera.

Die Magnetitlagerstätten mit Skarnerzen vom Typ Calamita im Süden Ost-Elbas mit den Gruben Calamita, Ginievro und Sassineri.

Die mächtigen Brauneisenerze in Rio Albano und Calamita. Diese sekundären, descendenten Oxydationserze machten früher den Hauptanteil der Gesamtförderung aus.

Neben diesen bedeutenden Eisenerzlagerstätten wurden versuchsweise während der beiden Weltkriege kleine Manganerzvorkommen abgebaut. Abgesehen von einem grösseren Stollen am Monte Grosso handelt es sich nur um unbedeutende Schurfbaue. Das Erz findet sich in verhältnismässig kleinen Linsen in die oberjurassische Hornsteine eingeschaltet.

Unbedeutende Vorkommen von Kupfer in der Ophiolithserie am Colle Reciso sollen nicht näher betrachtet werden.

1. Die Eisenerze

1.1 Die Eisenerzlagerstätten

Einleitend will ich einen kurzen Überblick über die hauptsächlichsten Lagerstätten geben, die jedoch nicht von mir bearbeitet wurden. Ich beziehe mich in meinen Angaben vor allem auf die neue Arbeit von F. GILLIERON (1959) und weiterhin auf Veröffentlichungen von LOTTI (1886, 1887, 1891, 1895, 1899, 1901, 1904, 1928), CORTESE (1899, 1901), STELLA (1933), PENNA (1952), BENEIO (1953) und DEBENEDETTI (1953) u.a.

Von den Magnetitlagerstätten auf der Halbinsel Calamita ist bei dem Hauptvorkommen von Capo Calamita die Vererzung an den Kontakt Marmor zu Gneis und Glimmerschiefer gebunden. Weniger der eigentliche, südfallende tektonische Kontakt ist vererzt, sondern vor allem die, die einzelnen Kalkschollen trennenden Störungszonen. Die fast reinen Magnetiterze mit geringem Pyritgehalt sind linsenförmig bis zu 30-40 m mächtig in die Kalke eingeschaltet. Daneben finden sich mächtige Linsen und Lager von Eisen-

und Kalksilikaten, Skarnmineralien, die meist am Kontakt Erz-Marmor den Marmor verdrängt haben. Oberflächlich ist der Magnetit, 20 m mächtige, eisenhaltige Erden bildend, überwiegend zu Limonit verwittert.

Die kleineren Lagerstätten Ginievro und Sassineri sind an NS streichende Störungen gebunden. Es sind bis zu 30 m mächtige Erzlinsen- und Keile. Marmor fehlt hier völlig. Man nimmt an, dass die auftretenden Skarnerze die vorher auch hier vorhandenen Kalke verdrängt haben. Das Magnetit-erz ist sehr kieselsäurehaltig. Es enthält neben idiomorphen oder massigem Magnetit Pyroxen, Amphibol und Chlorit.

Die Pyrit-Hämatiterze von Rio Marina und Rio Albano sind an NS streichende Störungen gebunden, die Ost-Elba gegen den Kanal von Piombino in Staffelfröhen absetzen. Die Vererzung findet sich in der gesamten nichtmetamorph-phen, stratigraphischen Folge vom Karbon bis in den Dogger. Das Erz ist weniger in den Störungen selbst, sondern mehr linsen- und lagenförmig in das benachbarte Gestein eingelagert. Bevorzugt sind tektonisch durchbewegte Zonen innerhalb der Gesteine und die Grenzen zwischen klastisch-sandigen und kalkigen Sedimenten. Im letzteren Fall sind besonders die Basiskalke ("Calcare di Vigneria", GILLIERON 1959) des Karbon an der Grenze gegen die hangenden Schiefer bis zu einer Mächtigkeit von 22 m metasomatisch durch Erz verdrängt. Das Verhältnis Pyrit-Hämatit schwankt beträchtlich. Die fast reinen Hämatiterze sind überwiegend abgebaut. Die Lagerstätten waren von einem heute grösstenteils abgebauten eisernen Hut, der sich aus Limonit und Hämatit zusammensetzte, bedeckt. Die mächtigsten Huterze lagen in Rio Albano, wo sie grosse Taschen, die durch zusammenlaufende Verwerfungen gebildet waren, füllten.

Die Genese beider Vererzungstypen bringt man (PENNA 1952), BENEDETTI 1953, DEBENEDETTI 1953, GILLIERON 1959 u.a.) in Zusammenhang mit der Intrusion der sauren, tertiären, granitischen Magmen, die die Granitkuppel des Monte Capanne aufbauen. Im pneumatolytischen Stadium sollen die kontaktpneumatolytischen Magnetiterze der Halbinsel Calamita gebildet worden sein. Nach fortgeschrittener Abkühlung des Magmas sei es zur Bildung der hydrothermalen Hämatit-Pyrit-erze von Rio Marina und Rio Albano gekommen. Somit wären die Erze etwas jünger als die Granite Elbas und ins Miozän zu stellen.

Meine eigenen Beobachtungen stützen sich vor allem auf die vielen kleinen Vorkommen zwischen der Piano di Mola und Rio Marina: Spiaggia del Lido, Casa Gelsarello, Capo Bianco, Terranera, Rio Ortano, Monte Fico und Torre del Rio. Die Vorkommen sind abgesehen von Ortano und Terranera unwirtschaftlich und lokal eng begrenzt. Sie geben aber, da sie zwischen den Lagerstätten von Calamita im Süden und Rio Marina im Norden liegen, für die Genese der Eisenerze Elbas einige wichtige Hinweise.

Im Bereich der Piano di Mola haben wir Magnetiterze. Sie sind oberflächlich teilweise über Maghemit zu Brauneisen (Samtblende und Rubinglimmer) verwittert. Im Magnetit finden sich Spuren von Kupferkies und es zeigt sich beginnende Martitisierung. Stark zersetzter Pyrit tritt untergeordnet auf.

Die Paragenese der Erze von Ortano ist Pyrit, Hämatit und Magnetit. Pyrit und Hämatit sind primär. Der Magnetit tritt als verdrängendes Mineral gegenüber dem Hämatit auf. Teilweise wird in den einzelnen Hämatitnadeln der Hämatit durch Magnetit verdrängt. Grössere Magnetitaggregate zeigen beim Ätzen noch deutlich die Hämatitstruktur.

Die Erze in der Umgebung der Piano di Mola und die Erze von Ortano liegen in demselben Horizont, an der Grenze der Gneise und Glimmerschiefer zu dem überlagernden Marmor. Teils finden sich auch noch Gänge im Marmor selbst, wie am Spiaggia del Lido.

Interessant ist nun, dass der Magnetitgehalt in den Lagerstätten am Kontakt Gneis-Marmor in engstem Zusammenhang mit der Nähe des unter Ost-Elba intrudierten Granites steht. So ist der Granit schon 20 m · 30 m unter den reinen, sekundären Magnetiterzen in der Piano del Mola an der Casa Gelsarello anzutreffen. Im Osten bei Ortano liegt der Granit etwa 150 m unter den Lagerstätten (siehe S. 8). Dort ist erst ein Teil des Hämatits in Magnetit umgewandelt. Im epizonalen und nichtmetamorphen Bereich, wo also der Granit in noch grösseren Tiefen liegt, zeigen sich kaum oder überhaupt noch keine Pseudomorphosen von Magnetit und Hämatit.

COCCO und GARAVELLI (1954) zeigten in einer geochemischen Arbeit über die Erze von Calamita, dass der grösste Teil der Magnetite Calamitas sekundär den primären Hämatit verdrängt hat. Dieses Phänomen, das in Ortano im Anschliff beobachtet werden kann und in Calamita u.a. durch das Fehlen pneumato-lytischer Spurenelemente geochemisch belegt wurde, trifft auch sicher für die Magnetiterze in der Piano di Mola zu, denn sämtliche Lagerstätten liegen in demselben Horizont.

Die übrigen Vorkommen liegen über dem Marmor, teils in epizonal metamorphen, teils in nichtmetamorphen Sedimenten. Capo Bianco führt fast ausschliesslich oberflächlich zu Brauneisen verwittertes Erz. Die Lagerstätte liegt über den Gneisen in einem Mylonit, der noch Bestandteile der Ophiolithserie enthält.

Terranera liegt in den epizonal metamorphen "Scisti lucenti". Die Mineralführung ist überwiegend Hämatit und Pyrit mit geringem Anteil von sekundär gebildetem Magnetit. Oberflächlich ist das Erz zu Brauneisen verwittert.

Am Monte Fico haben wir in den nichtmetamorphen Permquarziten und Rät-kalken Linsen von reinen Hämatit-Pyriterzen. Der Hämatit ist oft als feinschup-piger "Oligist" ausgebildet. Es ist derselbe Vererzungstyp wie bei den nördlich anschliessenden Lagerstätten von Rio Marina und Rio Albano.

Als letzten Lagerstättentyp finden wir noch die Skarnerze bei Ortano, Porticci-olo und Rio Marina. Hier wurde der Marmor unter Bildung von Lievrit und Heden-bergit verdrängt. Als Akzessorien treten Magnetkies, Arsenkies und Magnetit auf.

Fasst man diese Ergebnisse im Bereich des mittleren Ost-Elbas und die Ergeb-nisse von COCCO und GARAVELLI (1954) in Calamita zusammen, so ergibt sich eine grundlegend neue Deutung der Genese der Eisenerzlagerstätten Ost-Elbas.

Die Lagerstätten lagen primär als Pyrit-Hämatitvererzungen vor. Sie sind den - nach TREFZGER (1954) hydrothermalen - "intrusiven Kieslagern" der Toskana wie NICCIOLETA, BOCCHEGGIANO und auch GAVORRANA ähnlich; nur ist bei ihnen der Pyritgehalt weit niedriger. Der "Erzbringer" ist unbekannt. ¹⁾ Unter die Sedimente Ost-Elbas und die Pyrit-Hämatitlagerstätten intrudierte der ostelbaner Granit. In seiner Nähe wurden sowohl Sedimente wie auch Lagerstät-ten metamorph überprägt. So wurde in den Erzen in nächster Nähe des Kontaktes zum Granit durch Kontaktmetamorphose der gesamte Hämatit in Magnetit umge-wandelt (Calamita, Piano di Mola). Bei weiter vom Kontakt entfernten Lager-stätten (Ortano) hat sich diese Umwandlung nur teilweise vollzogen. Die Erze in der nichtmetamorphen Sedimentserie (Monte Fico, Rio Marina, Rio Albano) blieben in ihrem primären Typ erhalten. Also haben wir auf Elba nicht zwei verschiedene, zeitlich nacheinander folgende kontaktpneumatolytische und hydrothermale Lagerstättentypen, die im Zuge der Abkühlung des Granitmag-mas entstanden sind, sondern nur einen älteren Lagerstättentyp, der durch die Kontaktwirkungen des Granits in verschieden stark metamorphe Typen umge-prägt wurde. Das Alter der elbaner Erze ist sicher praegranitisch also zumindest älter als oligozän.

Bei der Intrusion des Granits wurden Teile des primären Erzes mobilisiert. Teils wurde dabei durch die mobilisierten Lösungen der Marmor unter Bildung von eisen- und kalziumreichen Silikaten, dem Skarn, verdrängt, teils schie-den sich im Glimmerschiefer- und Gneisbereich die Magnetite als Porphyro-blasten in enger Verzahnung mit Pyroxen und Amphisol aus. (GINEVRO). ²⁾

¹⁾ Die tertiären Granite Elbas als Erzbringer zu bezeichnen (BENEO (1952), DEBENEDETTI (1952), TREVISAN (1950)) erscheint schon deshalb unwahr-scheinlich, weil weder der Capannegranit noch der Granit von Campiglia auf dem Festland zur Bildung von Eisenerzlagerstätten geführt haben.

²⁾ Es kam also nicht bei der Intrusion des Granits zur erneuten Zufuhr eisen-haltiger Lösungen und so zur Bildung primärer Magnetit- und Skarnerze. (COCCO und GARAVELLI (1954)).

Als für die Metamorphose typische neue Mineralbildungen sind Magnetkies und Arsenkiesporphyroblasten im Skarn zu nennen.

Der Schwefelgehalt des Pyrits der primären Lagerstätte wurde bei der Kontakt-metamorphose abgeröstet (daher in den Magnetiterzen kaum Pyrit). Die geringen übrigen Sulfidgehalte von As, Pb, Zn, Cu wurden mobilisiert. Die Mobilisate führten zu sekundär- oder pseudohydrothermale Erzen in den hangenden Partien der nichtmetamorphen Lagerstätten bei Rio Marina als Überzug und Hohlraum-füllungen der Pyrit-Hämatiterze. Hier im Dach der Lagerstätte kam es neben der Anreicherung von Pb-, Zn-, Bi-erzen auch weitgehend zur Neubildung reiner Pyriterze mit etwas Quarz.¹⁾

Die letzte Phase der Lagerstättenbildung ist die Verwitterung der primären und sekundär-metamorphen Erze. Magnetite und Hämatite verwitterten zu Brauneisen, das auch Kalke deszendend verdrängt. Der geringe Kupfergehalt der Magnetite führte zur Bildung von Kupferoxydationserzen. Sekundär gebildete Pyrite sind zu beobachten. In den Magnetiten zeigt sich beginnende Martitisierung unter Bildung sekundären Hämatites.

In der folgenden Tabelle wird die frühere Auffassung über die Genese der Lagerstätten und ihre zeitliche Abfolge den gefundenen Ergebnissen gegenübergestellt.

¹⁾ LOTTI (1904, 1905) beobachtete dieselben Pb-Zn Erze und glaubte hier die primäre Lagerstätte mit Pyrit, Bleiglanz und Zinkblende gefunden zu haben. Die Hämatit-Limoniterze hielt er für den eisernen Hut dieser Lagerstätte.

BENEO (1952), DEBENEDETTI (1952) u.a.		BODECHTEL (1960)	
Magnetismus	Erzbildung	Magnetismus	Erzbildung
Intrusion des Granits / Erstarrung des Granits		unbekannter Erzbringer	
			(hydrothermal?) Pyrit-Hämatiterze
	<u>kontaktneumat.</u> Skannerze	Intrusion des ostelbaner Granits	<u>kontaktmetamorph</u> Magnetiterze mobilisierte Lösung.
			Skarn u. Magnetit
	<u>hydrothermal</u> Pyrit-Hämatiterze		
			<u>aszendent</u> <u>pseudohydrothermal</u> Pb, Zn, Bi, As-Erze
	<u>Oxydation</u> Limonit und Hämatit		
			<u>deszend., sekundär</u> <u>Oxydation</u> Limonit und Hämatit

1.2 Besprechung der Minerale

1.2 1 Pyrit

Der Pyrit ist meist idiomorph ausgebildet. Besonders die Grube von Rio Marina ist wegen ihrer schönen, flächenreichen Pyritkristalle bekannt. Die Pyrite sind oft in verschiedenen Stadien gewachsen. Sie zeigen einen Zonenbau. Ältere Individuen wurden von einer Hämatitkruste (+ Quarz) überzogen, über der dann der Pyrit weiterwuchs. Diese Hämatitkrusten innerhalb eines Kristalles wiederholen sich oft mehrmals.

Im Anschliff sind die eckigen, idiomorphen Pyritkörner von Hämatit umflart, der teils am Rand der Pyrite absetzt, teils in sie hineinwächst. Charakteristisch für die Pyrite Elbas ist, dass sie vor allem dort, wo die Lagerstätten metamorph überprägt wurden, deutlich anisotrop sind (Ortano). Die Minerale zeigen bei gekreuzten Nikols einen gut erkennbaren Wechsel von blaugrüner nach matt orangeroter Farbe.

Die spektrographischen Analysen zweier Pyrite, eines isotropen und eines anisotropen, zeigten, dass beide chemisch sehr rein sind. Folgende Spurenelemente wurden beobachtet:

<u>isotrop</u> <u>Rio Marina</u>		<u>anisotrop</u> <u>Ortano</u>	
Co	+++	Pb	+++
Ag	++	Sn	++
Cu	+	Cu	++
Ni	+	As	++
Cr	+	Ag	+
		Cr	+
		Ni	

Die Kreuze zeigen die relative Häufigkeit der Spurenelemente zueinander. Eine quantitative Bestimmung wurde nicht durchgeführt.

Kein Element tritt so heraus, dass sich daraus Rückschlüsse auf die optischen Eigenschaften ziehen liessen. Die Anisotropie der Pyrite von Ortano, wo die Erze metamorph überprägt sind, dürfte auf geringe Verschiebungen im eigentlichen Pyritgitter zurückzuführen sein.

Im Bereich der Verwitterung zerbröseln die Pyrite und werden von den Spalt-
rissen aus durch Brauneisen verdrängt. So sind vor allem die Pyrite in den Erzen
der Piano di Mola, die oberflächlich schon stark verwittert sind, sehr griesig
und unter Bildung von Brauneisen zersetzt.

1.2 2 Hämatit

Hämatit findet sich ebenso wie Pyrit besonders in den Gruben von Rio Marina
in markoskopischer Ausbildung. Von dem normalen Eisenglanz unterscheiden die
Italiener eine feinschuppige, zu glimmerigem Staub zerfallende, oft manganhal-
tige Ausbildung, den "Oligist".

Der Hämatit ist im Anschliff in Form von Tafeln in sperriger, büscheliger
oder rosettenförmiger Anordnung zwischen die Pyritkörner eingelagert. Je nach
Verhältnis Pyrit-Hämatit sind entweder einzelne Pyritkristalle in Hämatit einge-
bettet oder die Hämatitnadeln füllen den freien Raum innerhalb des Pyriterzes.
Teils sitzen die Nadeln den Pyritflächen auf, teils wachsen sie hinein oder sind
ganz von Pyrit umschlossen, was auf eine gleichzeitige Entstehung beider Mine-
rale hinweist.

Reflexionspleochroismus ist nicht sichtbar. Die Anisotropie ist besonders in
den Martiten sehr deutlich. Rote Innenreflexe sind nur unter Öl verhältnismässig
häufig.

Weiterhin findet sich Hämatit sekundär in der Oxydationszone neben Brauneisen in den Erzen des eisernen Hutes. Sekundär gebildeter Hämatit ist auch häufig bei Martitisierung des Magnetits zu beobachten. Der Magnetit wird von innen heraus durch regelmässig parallel angeordnete feinste Hämatitnadeln verdrängt.

1.2 3 Magnetit

Der Magnetit tritt als verdrängendes Material gegen den Hämatit auf. Nur in Ginevra (COCCO und GARAVELLI (1954)) sind die mit Silikaten verkitteten Magnetite primär. Auch die Magnetitschlieren in den Skarnerzen dürften primär sein.

Die Verdrängung des Hämatits durch Magnetit zeigt sich besonders in den Schliffen von Ortano. Oft werden selektiv einzelne Nadeln teilweise oder völlig von Magnetit ersetzt. Meist verdrängt der Magnetit massig den büscheligen Eisenglanz. Es lässt sich jedoch beim Ätzen mit konz. HF die Struktur der Hämatitbüschel in den Magnetit hinein verfolgen. (Abb. 12, 13)

Er ist unter Öl leicht anisotrop, wodurch sich Einzelkörner und die ursprüngliche Form der Hämatitnadeln erkennen lassen.

Eine häufig beobachtete Alterungserscheinung der Magnetite der Piano di Mola ist die Martitisierung. Hier wird der Magnetit von innen heraus durch feinste Hämatitnadeln ersetzt, die meist den $\{111\}$ (Oktaeder)-Flächen folgen.

Die Magnetiterze zersetzen sich auch von den Klüften her beginnend direkt oder über die Zwischenstufe des Maghemits in Brauneisen. Die direkte Verwitterung des Magnetits in Brauneisen wird oft angezweifelt, so bei RAMDOHR (1955).

Auf Spurenelemente wurden die Magnetite von COCCO und GARAVELLI (1954) untersucht. Sie geben nur zwei Werte in ppm an, alle anderen Angaben sagen nur etwas über die ungefähre Menge aus. Eigene Untersuchungen stehen noch aus.

Al	mittel
Ca	Spuren-gering
Mg	mittel-stark
Si	mittel-stark
Mn	2 000 ppm
Ti	570 ppm
V	Spuren
Cu	gering
Ni	nicht vorhanden

Das Verhältnis Ti/V lässt sich in die Tabelle der Ti/V-Verhältniszahlen von HEGEMANN und ALBRECHT (1954) einordnen. Titan ist mit 570 ppm ver-

treten, was mittlerer-geringer Menge entspricht und Vanadium ist in Spuren vorhanden. Damit lassen sich die Magnetite dem kontaktmetamorphen Lagerstättentyp zuordnen, für den HEGEMANN und ALBRECHT (1954) ein Verhältnis Ti/V von 10-70/1 angeben.

1.2 4 Kupferkies

In den Magnetiterzen der Piano di Mola sind verschwindend geringe Mengen Kupferkies enthalten. Der Kupferkies ist im Anschliff nur bei hohen Vergrößerungen zu erkennen. RAMDOHR (1955, S. 80) bezeichnet solche als kugelförmige Körper ausgeschiedene Gebilde als "Kügelchen". Es können entweder abgefangene Schmelztropfen oder gehemmt gewachsene Kristalle sein.

Weiterhin findet sich Kupferkies in den Skarnerzen, und zwar in der Paragenese Hedenbergit, Magnetkies und Kupferkies. Der Kupferkies liegt meist randlich grösserer Magnetkiesindividuen. Mit dem Hedenbergit ist er immer innig verwachsen und verzahnt. Die Anisotropieeffekte sind recht lebhaft. Dabei zeigt sich, dass die einzelnen Cu-Kies Aggregate aus einer Menge kleiner idiomorpher Einzelkristalle bestehen.

1.2 5 Arsenkies

Der Arsenkies tritt abgesehen von Terra Nera, wo er selten vorkommt, nur in den Skarnerzen auf. Im Lievritskarn, so vor allem am Torre del Rio, ist in cm-breiten und bis 1 m langen Schlieren Arsenkies angereichert.

Der Arsenkies ist in idiomorphen Körnern, die oft schon makroskopisch zu erkennen sind, in der Lievritgrundmasse gewachsen und umschliesst auch kleinere Lievritkristalle. Er ist sicher etwas jünger als der Lievrit.

1.2 6 Magnetkies

Ein weiteres Mineral, das sich abgesehen von Ginievro nur im Hedenbergitskarn findet, ist Magnetkies. Er tritt in inniger Verwachsung mit Hedenbergit auf. Die Anisotropie ist mittelhoch, wenig farbig und wechselt im Kristall undulös.

Sekundär findet sich in feinen Rissen im Magnetkies Pyrit, der durch Verwitterung aus Magnetkies entstanden ist.

1.2 7 Lievrit (Ilvait)

Neben grünem Hedenbergit, einem Fe II-haltigen Strahlstein, der nicht opak ist, ist Lievrit das wichtigste und vorherrschende Mineral der Skarnerze. Die Verbreitung des Lievrits auf Elba ist so gross, dass dem Mineral früher der Name Ilvait nach der Insel Elba gegeben wurde.

Eine Analyse von COCCO und GAREVELLI (1954) ergab folgendes Resultat der Lievrite Calamitas:

SiO ₂	29,28
TiO ₂	Spuren
Al ₂ O ₃	0,83
Fe ₂ O ₃	18,65
FeO	33,39
MnO	1,68
MgO	0,89
CaO	13,78
H ₂ O-	0,21
H ₂ O+	1,99
	100,42 %

Bei Schnitten etwa $\perp c$ ist der Lievrit nur schwach reflexionspleochroitisch. Die Farbe wechselt von mattgrau nach braun. Die Anisotropie ist mittelhoch von zart orange-gelb nach blaugrün. Die jeweiligen Farben kehren wie normal nach 180° Drehung des Tisches wieder.

Bei Schnitten etwa $\parallel c$ sind die Lievrite stark reflexionspleochroitisch von braunrosa nach blaugrau. Die Anisotropie ist enorm hoch und extrem farbig. Alle 90° erscheinen rot-orange Farbtöne. Der Farbeindruck in jeder 90°-Stellung ist nicht völlig gleich (RAMDOHR 1955), sondern wechselt von intensiv rotorange zu orangerot, so dass die Farben je nach 180° wiederkehren. In den Zwischenstellungen erscheint der Lievrit graugrün. Bei Rotstellung bewirkt schon eine geringe Drehung des Polarisators ein auffälliges Farbenspiel von orange über gelb, grün blau und rot wieder zu orange.

Die sonst beschriebenen braunroten Innenreflexe treten nicht auf. Sie werden höchstens von eingelagertem Brauneisen vorgetäuscht.

1.2 8 Hedenbergit

Der Hedenbergit findet sich in den Skarnerzen und Ginievro. Die strahlig stengeligen Aggregate des Minerals sind nicht opak. Das Reflexionsvermögen ist sehr niedrig. Bei gekreuzten Nicols erscheinen massenhaft grellweisse, überstrahlende Innenreflexe. Interessant ist, dass über dem Hedenbergit bei Schnitten parallel zur Basis, ein grauer Anisotropieschleier liegt, der alle 180° auftritt.

1.2 9 Maghemit

Im Bereich der Oxydationszone verwittert der Magnetit über Maghemit zu Brauneisen. Die Umwandlung geht ganz unregelmässig, nicht über die $\{111\}$ -

Flächen wie bei der Martitbildung, vor sich. Es zeigt sich eine Abhängigkeit von Korngrenzen und Rissen. Der Maghemit ist oft, aber nicht immer als schmaler Saum zwischen Magnetit und Brauneisen eingeschaltet. Daneben liegen auch kleinere, stark von Brauneisen durchsetzte, ehemalige Magnetite als Maghemit vor.

Die Säume von Maghemit sind im Anschliff meist nur unter Öl bei starker Vergrößerung zu erkennen. Das Reflexionsvermögen ist etwas geringer als bei Eisenglanz.

1.2 0 Brauneisen

Sowohl Hämatit, wie Pyrit, wie Magnetit verwittern oberflächlich zu Brauneisen. Während die Hämatit-Pyritzerze in der Oxydationszone völlig von Brauneisen verdrängt worden sind, ist bei den schlecht verwitternden Magnetiten ein allmählicher Übergang zu beobachten. Auch der Lievrit wird von Spaltrissen aus durch Brauneisen verdrängt.

1.2 0 1 Samtblende (Nadeleisenerz)

Die Samtblende Elbas hat meist schlieriglagig die primären Erze verdrängt. Einzelmineralien sind nicht zu erkennen. Die Samtblende liegt als gelförmige Masse vor. Das Reflexionsvermögen der einzelnen Lagen und Schlieren ist verschieden hoch aber im allgemeinen gering. Die für Samtblende charakteristischen Anisotropieeffekte sind durch massenhafte gelbe bis braune Innenreflexe verschleiert und überstrahlt. In den Magnetiterzen wird der Magnetit von Spaltrissen und Korngrenzen aus oft auch ohne die Zwischenstufe des Maghemits von Samtblende verdrängt.

1.2 0 2 Rubinglimmer

In die überwiegende Masse von Samtblende ist der Rubinglimmer in haarfeinen Lagen und Schlieren eingelagert. Er findet sich fast nur in den reinen Brauneisenerzen. Hier zeigt es sich, dass er meist feinen Spalten und Rissen im Brauneisen folgt, also später als die Samtblende als weitere Stufe der Verwitterung entstanden ist.

Die einzelnen, feinsten, nadeligen Minerale sind immer quer zur Längsrichtung der Lagen angeordnet. Die Anisotropie ist sehr hoch, kann aber unter Öl durch die typischen braunrot-blutroten Innenreflexe verschleiert werden.

2. Die Manganerze

2.1 Manganlagerstätten

In die oberjurassischen Hornsteine Ost-Elbas sind linsenförmige, schichtkoncordante Körper von Manganerzen eingeschaltet. Meist sind die Erze an tektonisch gestörte Zonen gebunden oder in Sattelscheiteln angereichert. In den gestörten Zonen dürfte das Erz sekundär zugewandert sein.

Das Hauptvorkommen ist in einem Sattelscheitel in den liegenden Partien der Hornsteine an der Grenze zum Diabas in Vallone di Monte Grosso. Weitere Vorkommen sind Pietre rosse bei Nisportino, Casa Macchi, Ottonella, Morandina, Castagno und San Pietro bei Rio Elba.

Nach BORCHERT (1957) ist die Manganerzzufuhr aus submarinen Thermen des initialen, ophiolithischen Geosynklinalmagmatismus herzuleiten. Bei grösserer Tiefenlage des Magmenherdes werden die Manganerze synsedimentär mit den Hornsteinen gebildet.

Das primäre Erz ist Braunit, daneben noch BURCKHARDT (1956) auch Rhodochrosit. Oberflächlich ist das Erz unter Bildung von Pyrolusit verwittert, der Schicht- und Kluftflächen mit einem schwarzen, millimeterdicken Belag überzieht, was ein reiches Erz vortäuscht und zu den vielen Schürfen Anlass gab.

2.2 Beschreibung der Minerale

Die Anschliffe aus der Lagerstätte am Monte Grosso zeigen tektonisch zerbrochene, polygonale Braunitkörner in kieseliger Grundmasse. Teilweise ist auch der Braunit wolkig, fein dispers in der kieseligen Gangart verteilt. Die Körner sind ziemlich hoch reflektierend und zeigen in Luft schwache und in Öl deutliche Anisotropie mit grau bis schieferblauen Farben. Die einzelnen Körner sind häufig von innen heraus unter Bildung von höchstwahrscheinlich Brauneisen, worauf die gelbbraunen Innenreflexe hinweisen, verwittert. Zum Teil sind die tetragonalen Brauniten nur noch als Skelette erhalten. Lamellen von Braunit sind als Rippen zwischen dem verdrängenden Brauneisen stehengeblieben. (Abb. 14, 15)

VII. Zusammenhänge mit Apennin und Korsika

1. Paläogeographisch-stratigraphischer Überblick

Im Kambrium und Silur ist im tyrrhenischen Raum keine Sedimentation nachzuweisen. Nur im östlichen Korsika und Sardinien lässt sich ein Geosynklinalgebiet erkennen, das sich von den karnischen Alpen über Sardinien bis Nordafrika verfolgen lässt. Im Devon deuten Schichtlücken auf eine zeitweilige Unterbrechung des Geosynklinalstadiums hin.

Im Unterkarbon sank dann dieser variskische Trog stark ab, was zu einem Übergreifen der Geosynklinale auf den tyrrhenischen Raum und das heutige italienische Festland führte. Es kam zur Ablagerung mächtiger Schiefer mit Kalkeinschaltung. Anschliessende paläozoische Faltungen und die Intrusion syntektonischer Magmen führte zu einer starken regionalen Metamorphose. Paragneise und Glimmerschiefer mit eingeschalteten Porphyroiden sind zwischen den Apuaner Alpen und Sardinien weit verbreitet. Den Abschluss dieser Serien bildeten basische, heute serpentinierte Intrusionen, die sich auch am Südrand der Tyrrhenis in Kalabrien beobachten lassen, (BEHRMANN 1958). Im Zuge der Intrusionen kam es zum Aufdringen mächtiger Granite im korsisch-sardischen Raum, die den tyrrhenischen Raum zu einem starren Block, der tyrrhenischen Masse, versteiften.

Der Abbau dieses tyrrhenischen Blockes setzte im Oberkarbon ein. Jedoch in Elba kam es noch bis ins untere Perm zu Beckenablagerungen, den kohligen Schiefern und den Tonschiefern. Der westliche Beckenrand bei Korsika wanderte allmählich nach Osten. Dies führte zu mehr sandiger Fazies und dann zur Ablagerung der typischen Randfazies, der mächtigen permischen Quarzite und Konglomerate, die bis in die Trias anhält. Die Permtrias ist grossen Mächtigkeitsschwankungen unterworfen, so stehen 100 bis 200 m auf Elba und in den Apuaner Alpen 2000 bis 3000 m am Monte. Verruca gegenüber.

In der oberen Trias griff dann von Osten das Meer mit Flachwasserabsätzen nach Westen auf das permokarbone Festland oder Randgebiet über und führte in der Toskana, auf Elba und Korsika zur Ablagerung der Kalke und Dolomite des Nor und Rät.

Zu Beginn des Jura setzte eine Grosswellung des gesamten Sedimentationsraumes ein. Es kam zu dem überaus starken Absinken des penninischen Troges, der sich bis südlich Korsika verfolgen lässt. Der östliche, ligurische Trog, der Elba und die Toskana erfasst, trennte sich mit der westligurischen Schweile erst im Oberjura ab. So sind die unterjurassischen Kalke und Tonschiefer noch zum Penninikum zu rechnen.

Ein intensiver Geosynklinalvulkanismus führte anschliessend im penninischen, wie auch im rasch absinkenden ligurischen Trog zu mächtigen submarinen basischen Extrusionen. Über diesen Ophiolithen kam es dann im Ligurikum zur Ablagerung wechselnd mächtiger Hornsteine und Kalke der Grenze Jura-Kreide. Den Abschluss bilden die cenomanen bis senonen Flachseesedimente, die Sandsteine der Pietra forte, die nur in der zentralen Toskana auftreten.

Der Abtragungsschutt der in der Kreide aufgefalteten Gebirge führte dann zu Flyschbildungen, die man bisher in der Tyrrhenis nur für das Tertiär annahm. Die Flyschablagerungen mit Einschaltungen von Flachseesedimenten, den Nummulithenkalken halten bis ins Alttertiär an. Im Miozän hob sich dann das

italienische Festland allmählich heraus und man findet danach nur noch randlich und buchtenförmig übergreifende Transgressionen. Auf Elba wurden nur noch im Interglazial der quartären Vereisungen Teile der Landoberfläche überflutet. Die Insel liegt auf dem Schelf des italienischen Festlandes (SERGE 1958) und ist von Korsika durch über 1000 m tiefes offenes Meer getrennt.

2. Tektonische Zusammenhänge

Die Insel Elba kann man als Bindeglied zwischen Apennin und Korsika auffassen. Korsika ist zum Penninikum, der Apennin zum Ligurikum zu rechnen.

Tektonisch unterscheidet man nach STEINMANN (1907) und STAUB (1928) im Apennin wieder zwei Einheiten, die Liguriden und die Toskaniden. Die Sedi-mentfolge Karbon bis Lias rechnet man zu den Toskaniden, die oberjurassischen Serien mit Ophiolithen zu den Liguriden. Die einzelnen Auffassungen sind weitgehend verschieden:

Die oben erwähnten Deckeneinheiten wurden als alpine Rückfalte aufgefasst, deren Wurzelzone zwischen dem toskanischen Archipel und Korsika liegt; somit wäre der Apennin ostwärts bewegtes, dinaridisches Gebirge, (STEINMANN 1907). STAUB (1928) dagegen sucht die Wurzelzone im Apennin und nimmt einen Schub nach Westen an. Dieser Auffassung widerspricht jedoch die eindeutige West-Ost gerichtete Bewegung in der Toskana und den Apuaner Alpen.

Nach KRAUSS (1955) läuft der Scheitel der Nordwestalpennarbe durch den Westteil Elbas mit dem Capanne-Granit. Die abgleitenden Flanken stellen Korsika und der Apennin dar.

Die Scheitelzone der Auffaltung sowohl der Westalpen als auch des Apennin streicht bei Genua ins Meer und verläuft zwischen Elba und Korsika (BEHRMANN 1958, GORTANI 1956). Durch diese Scheitelung wird das westvergente Penninikum von dem ostvergenten Ligurikum getrennt.

Die Serien Korsikas sind westvergent und die Elba's und der Toskana ostvergent verfalten. Elba liegt also im ostvergenten Ligurikum. Die Tektonik der Insel wurde ausserdem durch die Intrusion des tertiären Granites beeinflusst.

VIII. Zusammenfassung

Der östliche Teil der Insel Elba, ausgenommen das Konzessionsgebiet der Ferromin-AG längs der Ostküste und der südlich vorgelagerten Halbinsel von Calamita, wurde im Masstab 1 : 10 000 kartiert. Es wurden etwa 2300 tektonische Messungen durchgeführt.

Stratigraphisch zeigt die Insel eine Folge vom Praekarbon bis in die obere Kreide und ins Tertiär.

Die Serie der Scisti lucenti, die von den meisten Autoren als metamorpher, allochthoner Jura aufgefasst wurde, konnte durch lithologische Vergleiche und tektonische Zusammenhänge eindeutig zu dem vorkarbonen, kristallinen Unterbau gestellt werden.

In den Tonschiefern des Permokarbon wurde durch Fossilfunde unterpermisches Alter für die hangenden Partien nachgewiesen.

Die Gesteine der Ophiolithserie im oberen Jura wurden eingehend untersucht. Es wurde gezeigt, dass nach der Intrusion zugeführte Restlösungen sowohl die Gesteine der Ophiolithzone umwandelten, als auch zur Bildung der hangenden, mächtig entwickelten Hornsteine führten. Zwischen der Spilitisierung der Diabase und der Bildung der Hornsteine ist sicher ein Zusammenhang anzunehmen.

Zwischen den Hornsteinen und den hangenden, durch Calpionellen belegten Kalken wurde eine gesonderte Zwischenserie ausgeschieden, der auch die von TREVISAN (1950, 1951) für Tertiär vom Typ der "Scaglia" gehaltenen Gesteine angehören.

Die bisher ins Tertiär gestellten Flyschsedimente konnten durch Foraminiferenfunde eindeutig, zumindest im bearbeiteten Gebiet, in die obere Kreide eingestuft werden.

Die Gesteine dieser durchgehenden stratigraphischen Folge wurden intensiv verschuppt. Der Schuppenbau und der ostvergente Faltenbau zeigen eindeutig, dass man eine West-Ost gerichtete Bewegung annehmen muss.

Die Verschuppung führte zu einer mehrfachen Wiederholung einzelner Schichtglieder. Es wurden 5 grössere westfallende Schuppen oder Schuppenzonen ausgeschieden. An der Stirn jeder tektonischen Grossschuppe kam es zu einer intensiven Zerschierung der Sedimentserien in untergeordnete Schuppenzonen. Die Schuppen wurden dem durch die Intrusion des Ostelbaner Granites in Süden herausgehobenen autochthonen Kristallin überschoben. Bei der West-Ostbewegung wurden die Schuppen längs des Autochthons geschleppt und alle Serien sind unter Bildung eines Mylonites abgeschert. Im Osten läuft die intensive Schuppenbewegung in den paläozoischen Sedimenten längs der Küste aus.

Die auf Elba besonders intensive Schuppentektonik ist auf ein syntektonisches Aufdringen des Granites zurückzuführen. Der Capannegranit im Westen verursachte einen zusätzlichen Schub und der ostelbaner Granit wirkte als Gegenstau.

Die "Flyschscholle" des Valdana ist keine später transportierte, tektonische Einheit, sondern mit in die normale Schuppentektonik einzubeziehen, da sie gegen Westen unter die nächsthöhere tektonische Einheit untertaucht.

Die Metamorphose des kristallinen Unterbaues ist sicher paläozoischen Alters. Weiterhin sind die dem syntektonisch aufgedrungenen tertiären Granit am nächsten gelegenen liegenden Partien der Schollen von neuem metamorph überprägt. So nimmt im Valdana innerhalb der Schuppenzone an der Stirn der Einheit 2 ins Liegende von Schuppe zu Schuppe der Metamorphosegrad der paläozoischen Sedimente zu.

Die Eisenerzlagertstätten der Insel Elba sind nicht wie man bisher annahm auf 2 aufeinanderfolgende Bildungsvorgänge im Zusammenhang mit dem Aufdringen des Granits zurückzuführen, nämlich auf die kontaktpneumatolytische Bildung der Magnetiterze und die hydrothermale Bildung der Pyrit-Hämatiterze. Aus den Anschliffen geht eindeutig hervor, dass die Magnetite sekundär aus Hämatit entstanden sind. Wenn man die Tiefenlage des ostelbaner Granits mit der Mineralführung der Erze verschiedener Fundpunkte in Zusammenhang bringt, zeigt sich, dass mit zunehmender Nähe des Granits eine fortschreitende Umwandlung des Hämatits in Magnetit zu beobachten ist. Also sind die elbaner Eisenerze sicher ursprünglich ältere, praegranitische Pyrit-Hämatiterze, die später durch den Granit graduell verschieden stark kontaktmetamorph verändert wurden.

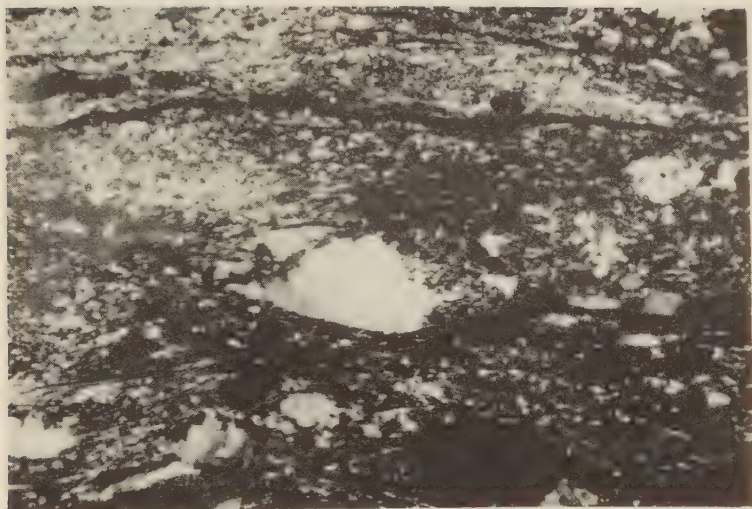


Abb. 1 Durchbewegter Glimmerschiefer. Deutlich eingeregelter Muskovite, die grössere ausgewalzte Quarzkörner umflasern.
Valdana, Dünnschliff, N+, 32 X.

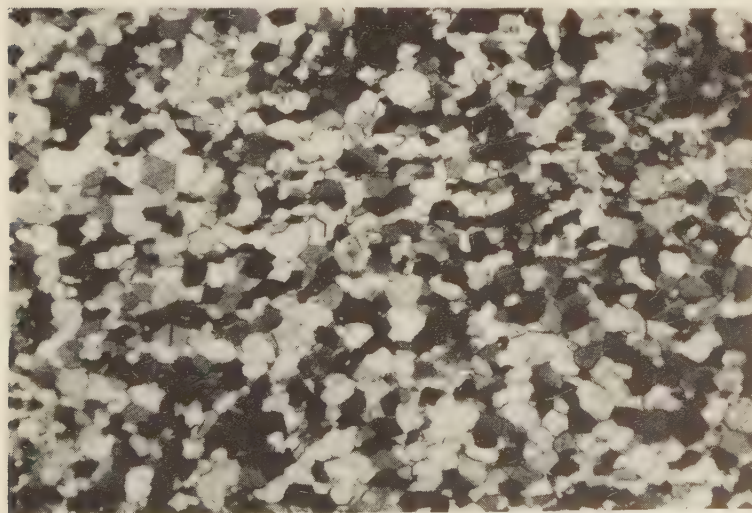


Abb. 3 Reiner mittelkörniger Dolomitmarmor mit scharfen Korngrenzen in typischem granoblastischem Gefüge.
Valdana, Dünnschliff, N+, 32 x.

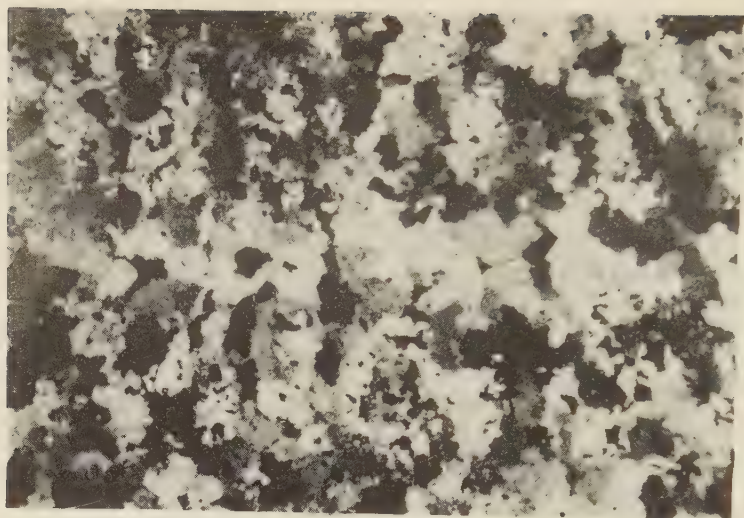


Abb. 2 Übergang Dolomit-Marmor.
Valdana, Dünnschliff, N+, 32 x.



Abb. 4 Stark gefältelter, feinschuppiger Serizitphyllit
mit feinen, quarzgefüllten Rupturen. Rio Elba,
Dünnschliff, N+, Übersichtsaufnahme ≈ 7 x.

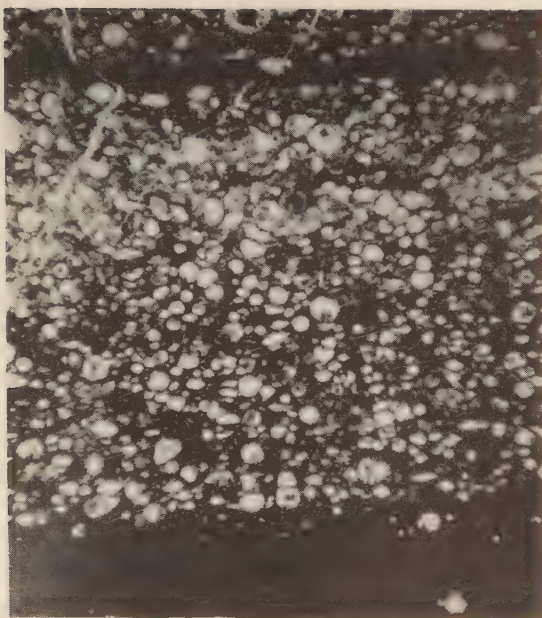


Abb. 5 Scharfer Wechsel von dichtem, pelitischem Hornstein zu Radiolarit. Valle di Frasso, Dünnschliff, N // , 32 x.

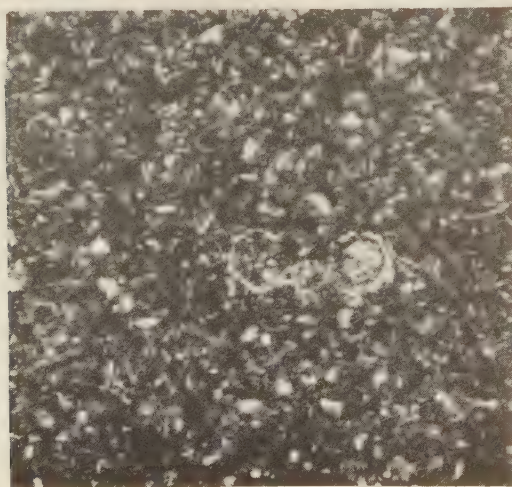


Abb. 7 Globotruncana, Flyschkalk, Casa Buraccio, Dünnschliff, N // , 56 x.



Abb. 6 *Calpionella alpina* LORENZ und *Calpionella eliptica* CADISCH in Kalkpelit, der von kalkspatverheilten Rupturen durchsetzt ist. Colle Reciso, Dünnschliff N // , 56 x.

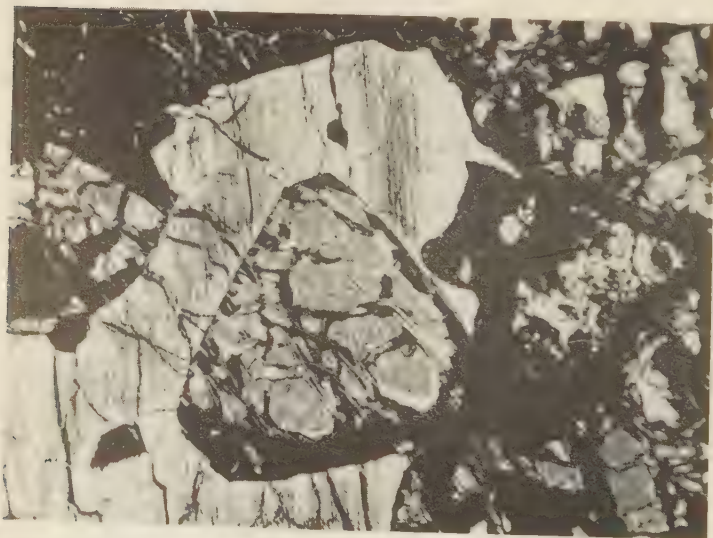


Abb. 8 Teilweise zersetzter Pyroxen. Die Verdrängung durch Antigorit setzt sowohl von aussen als auch von innen den Spaltrissen folgend an. Monte Orello, Dünnschliff, N +, 32 X.

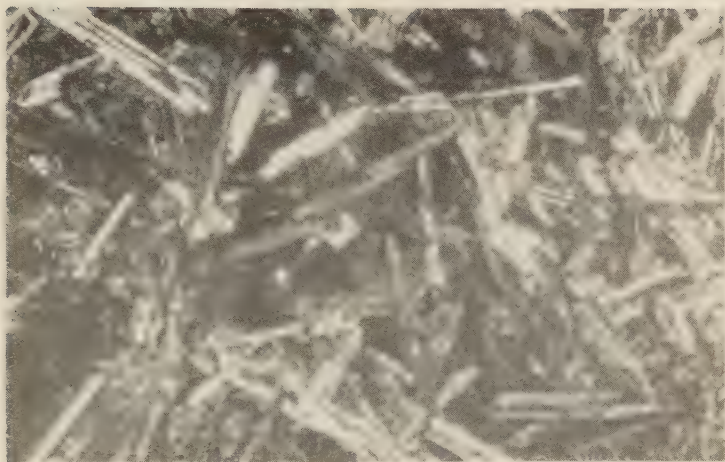


Abb. 9 Diabassplit mit typischer Interesertalstruktur. Die einzelnen Plagioklasleisten zeigen fortschreitende Serizitisierung. Monte Orello, Dünnschliff, N+, 56 X.

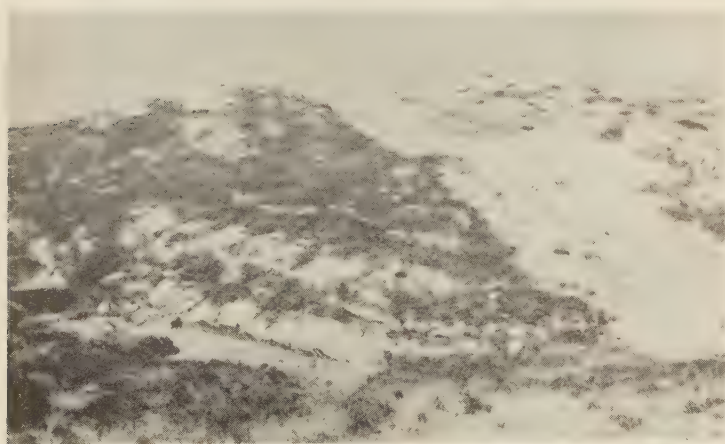


Abb. 11 Fast isoklinale Mulden im Kalk am Monte Castello. Die im Hornstein noch gut erhaltenen Sättel sind hier tektonisch eliminiert. Die im links anschliessenden Sattelkern noch sichtbaren, angeschnittenen Mergel der Zwischenserie hielt TREVISAN (1950, 1951) für eozäne Scaglia.



Abb. 10 Kleinfaltung im Hornstein am Monte Strega
mit typischem überkippten Ostflügel.

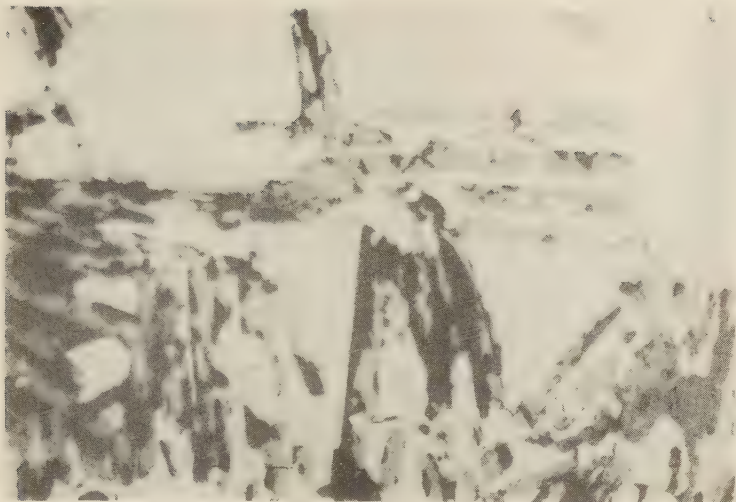


Abb. 12 Eisenglanzadeln (hellgrau) in Pyrit (weiss) entweder völlig oder teilweise durch Magnetit (dunkler grau) verdrängt.
Ortano, Anschliff, 165 x, N // .

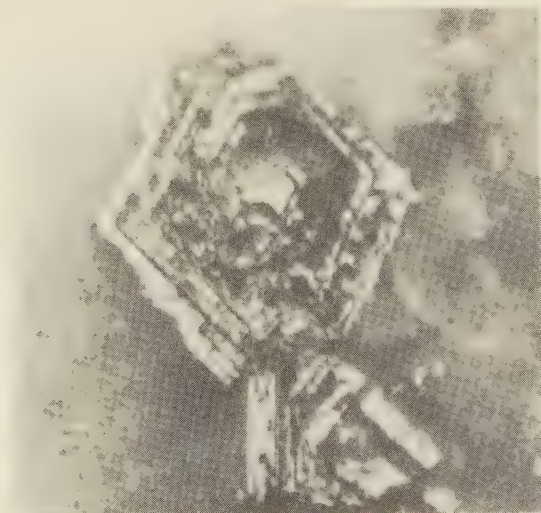


Abb. 15 Tetragonales Braunit skelett. Weisse Lamellen-Braunit, dazwischen als verdrängendes Mineral wahrscheinlich Brauneisen. Durch die Verwitterung lässt sich der Zonarbau der Braunitkristalle gut erkennen.
Monte Grosso, Anschliff, 1000 x Öl, N // .

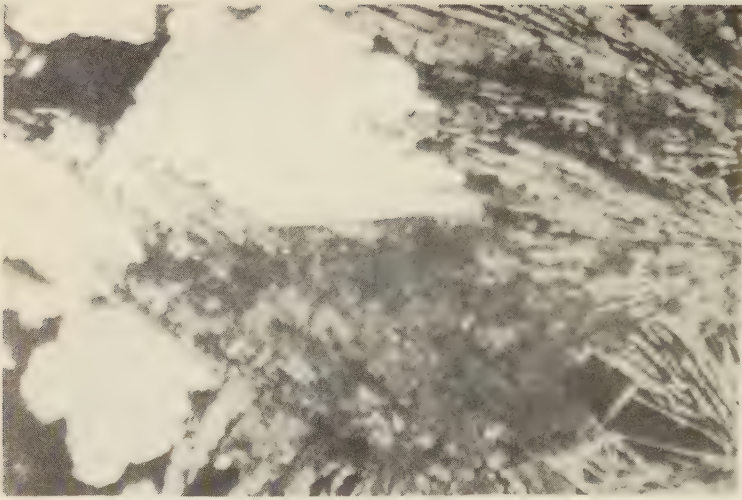


Abb. 13 Büscheliger Eisenglanz (grau) wird von Magnetit (dunkelgrau) verdrängt. Im Magnetit ist durch Ätzen mit Konz. HF die primäre Struktur des Eisenglanzes erkennbar. Pyritweiss.
Ortano, Anschliff, 56 x, N // .

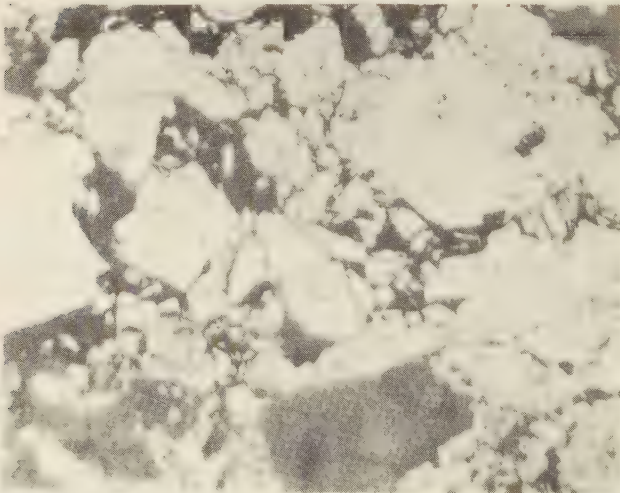


Abb. 14 Kataklastische Braunitkörner (weiss) in kieseliger Grundmasse.
Monte Grosso, Anschliff, 250 x Öl, N // .

IX. Literaturverzeichnis

1. Geologische Literatur über die Insel Elba

x = in der Arbeit zitiert

- d'Achiardi, A.: Sopra alcuni minerali dell'Elba. Nuovo cimento, Serie II, 3, fasc. di Febr., Pisa 1870
- d'Achiardi, A.: Le zeolite del granito elbano. Boll.R. Comit. geol. d'Italia, 5, R. 1874
- d'Achiardi, A.: La cordierite nel granito elbano ecc. Proc. verb. Soc.tosc.di sc. nat., 2, Pisa 1876
- x d'Achiardi, A.: Fosforescenza di alcune dolomie dell'Elba. Proc. verb.Soc.tosc.di sc.Nat. 1899
- d'Achiardi, G.: Le tormaline de granito Elbano. Atti soc.tosc.d.sc. nat., Mem. 13, Pisa 1893 (S. 55).
- d'Achiardi, G.: Il granato dell' Affaccata (Elba) Annali della Università toscana, 20, 1896.
- x Aloisi, P.: Rocce granitiche negli scisti della parte orientale dell'Isola d'Elba. Atti Soc.tosc. di sc. nat., Mem., 26, Pisa 1910.
- Aloisi, P.: Escursioni nell' Isola d'Elba eseguite dalla Società geologica italiana. Boll.Soc.geol.ital., 29, Roma 1910.
- Aloisi, P.: Le cosidette miloniti dell'Isola d'Elba. Atti Soc. tosc. di sc. nat., Mem., 27, Pisa 1911
- Aloisi, P.: Nuove osservazioni sulle cosidette miloniti elbani. Atti Soc. tosc.di sc. nat., Proc.verb., 24, Pisa 1915
- Aloisi, P.: Il Monte Capanne. Nistri, Pisa 1919-20
- Aloisi, P.: Questioni di geologia toscana, particolarmente elbana. (Nota I e II), Rendic.R.Accad.dei Lincei, 19, ser. 6, 1 sem., fasc. 9, Roma 1934
- Artini, E.: Sull'epidoto dell'Elba. Mem. della R. Accad. dei Lincei, Ser. IV, 4, Roma 1887
- x Artl. H. und Königsberger, J.: Über geologische Beobachtungen auf der Insel Elba. Z.d.Dtsch.geol.Ges., Mber., 65, Berlin 1913, 1914

- Baldacci, L.: Le nuove ipotesi sulla struttura geologica dell'Elba. Boll.Soc.geol.ital., 39, Roma 1911
- x Beneo, E. und Trevisan, L.: I lineamenti tettonici dell'Isola d'Elba. Boll.R.Uff. geol. d'Italia, 68, parte I, nota I, Roma 1943
- x Beneo, E.: Guida schematica alla geologia dell'Isola d'Elba. Atti Soc.Congr.Minerario Ital., 1948
- x Beneo, E.: Sulle ricerche minerale nella costa orientale dell'Elba. Roma 1952 Boll.Serv.Geol.Ital. 74.
- x Beneo, E.: Sull'età dell'orizzonte degli "schistes lustrés" nella costa orientale dell'Isola d'Elba. C.R. XIX Congr. Geol.Int., Algeria 1952, fasc. XIII
- Berger, W.: Mineralien von Rio Marina (Elba). Tschermaks Min.u.Petr.Mitt., 3, 1953
- x Bianchi, E.: Alcuni effetti delle oscillazioni eustatiche del livello marino sulla morfologia dell'Elba orientale. Atti Soc. tosc. di sc.nat., Mem., 52, Pisa 1943
- x Bonatti, St. und Marinelli, C.: Appunti di litologia elbana. Boll.Soc. geol.ital., 70, Roma 1951
- x Brögger, W. und Reusch, H.: Pochi appunti sull'Isola d'Elba. Boll.R. Comit.geol. d'Italia, 7, Roma 1876
- x Burckhardt, C.E.: Giacimenti italiani di manganese. I diaspri manganesiferi dell'Isola d'Elba. XX.Congr.geol.internat., Symposium sobre yacimientos manganese, 5, Europa, Mexico 1956
- x Cadisch, J.: Zur Geologie der Insel Elba. Verh.Naturfr.Ges. 40, Basel 1929
- x Cocco, G. und Garavelli, C.: Geochemische Untersuchungen über die Entstehung der Eisenerzlagerstätten von Elba, Capo Calamita. Der Karinthin, Folge 24, 1953
- x Cocco, G.: Contributi alla conoscenza della genesi del granito elbano. Rendic.d.soc.min.ital., 9, 1953
- x Cocco, G. und Garavelli, C.: Studio di alcuni problemi geochimici relativi al giacimenti di ferro di Capo Calamita. Rendic.d.soc. min.ital., 10, 1954

- Cocco, G. und
Caradossi, N. und
Tonani, F.: Ricerche di metodologia geochimica III: Confronto da metodo chimico e metodo fotometrico di Fiamma nella determinazione degli alcali. Distribuzione degli alcali nella granodiorite del Mt. Capanne (Isola d'Elba). Rendic.d.soc.min.ital., 13, Pavia 1957
- Cocchi, J.: Cenno sui terreni stratificati dell'Isola d'Elba. Boll. R.Comit.geol. d'Italia, 1, 1870
- Cocchi, J.: Descrizione geologica dell'Isola d'Elba, per servire alla Carta della Medesima. Mem., R.Comit.geol. ital., 1, Roma 1870
- x Collet, L. und
Parejas, E.: Sur la présence de Crétacé supérieur dans une nappes alpine de l'Ile d'Elbe. C.R. des Séanc. de la Soc. de Phys. et d'Hist.nat. de Genève, 51, Genève 1934
- x Collet, L.: Sur une brèche nummulitique, à faciés Wildflysch, de l'Ile d'Elbe. C.R. des Séanc. de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, 51, Genève 1934
- x Collet, L.: La Corse, l'Elbe e l'Apennin, du point de vue tectonique. Bull.Soc.Géol.France, 8, Paris 1938
- Coquand, H.: Sur les terrains stratifiés de la Toscane. Bull.Soc. Géol. France, 2, 1845
- Coquand, H.: Sur les substances rayonnées fibreuses qui accompagnent les minerais de fer, de cuivre, de zinc, de plomb, dans le campigliese et l'Ile d'Elbe. Bull.Soc. Géol. France S. II, 6, 1849
- x Cortese, E.: Le miniere di ferro dell'Elba. Rass. min., 11, Torino 1899
- x Cortese, E.: Sui giaciment. ferriiferi dell'Isola d'Elba. Rass.min. 11, 1899
- Cortese, E.: Sui minerali di ferre dell'Elba. Rass.min., 14, 1901
- Cortese, E.: Sopra alcune ricerche di acqua di sottosuolo presso Portoferraio, Elba. Giorn.Geol.Pract., 1, 1903
- x Cortese, E.: Eisenerze der Maremmen und auf Elba. Z.prakt.Geol. 4, 1905
- Cortese, E.: I giacimenti ferriiferi dell'Isola d'Elba. Boll.geol. ital., 35, 1936

- Cossa, A.: Serpentine del littorale toscana e dell' Isola d'Elba. Ricerche chimice ecc., Torino 1881
- Czyszkowski, S.: Reg. ferr. de l' Ile d'Elbe, 1882
- Dalmer, K.: Die geol. Verhältnisse der Insel Elba. Z.f.Naturw., 57, Leipzig 1884
- Damler, K.: Sulle condizioni geologiche dell' Isola d'Elba. (Z.f.Naturw.) Boll.R.Comit. geol. d'Italia, 15, Roma 1884
- x Debenedetti, N.: Osservazioni geologiche nelle zone minerarie dell' Isola d'Elba. Boll.Serv.geol. d'Italia, 74, 1952
- Desio, A.: Qualche osservazione morfologica sull' Isola d'Elba. L' Universo, 3, Firenze 1922.
- de Collegno, G.: Note sur l' Ile d'Elbe. Bull.Soc.Géol.France, 5, Paris 1848
- de Launay, L.: La métallogénie de l' Italie et des regions avoisinantes. II. Note sur la Toscane minière et l' Ile d'Elbe. Congr.Géol.Internat. C.R.X.Sess., Mexico 1907
- de Stefani, C.: Gli scisti paleozoici dell' Isola d'Elba. Boll.Soc. geol.ital, 13, Roma 1894
- de Stefani, C.: Découverte d' une faune paleozoique à l' Ile d'Elbe. Bull.Soc.Géol.France, 22, Paris 1894
- de Stefani, C.: Fossili carboniferi dell' Isola d'Elba. Paleontogr.Italica, 23, Pisa 1917
- de Stefani, C.: Fossili paleozoici dell' Isola d'Elba. Rendic.E.Accad. dei Lincei, Roma 1914
- Fabri, A.: Relazione sulle miniere di ferro dell' Isola d'Elba. Mem.descr.carta geol. d'Italia, 3, Roma 1887
- Federico, M. und Fornaseri, M.: Fenomeni di trasformazione dei pirosseni dei giacimenti ferriferi dell' Isola d'Elba. Periodico Min., 22, 1953
- x Fossen, P.: Sulla costituzione geologica dell' Isola di Cerboli. Boll.R.Comit.geol. d'Italia, 16, Roma 1885
- Fournet, N.: Note sur les roches feldspathiques de l' Ile d'Elbe. Ann.d.l.soc.d.agric.et d'hist.nat. de Lyon, 3, 1851

- Funaro, A.: Sulla composizione chimica di alcune rocce feldspatiche dell'Isola d'Elba. Boll.R.Comit.geol. d'Italia, 17, Roma 1886
- Garavelli, C.: Ricerche su alcuni solfati del giacimento ferrifero di Terranera. Rendic. d. Soc.min.ital., 11, 1955
- Garavelli, C.: Ritrovamento di oxalite fra i minerali secondari di Capo Calamita. Rendic.d.Soc.min.ital., 11, 1955
- Garavelli, C.: Sulla presenza di paratacamite e di gesso cupriferi fra i minerali secondari del giacimento di Capo Calamita. Rendic.d.Soc.min.ital., 11, 1955
- Garavelli, C.:
 1. Minerale di cobalto nel giacimento di Capo Calamita.
 2. Bonattite; un nuovo minerale di alterazione del giacimento elbano di Capo Calamita.
 3. Solfato di magnesio esidrato e tetraidrato fra i minerali di alterazione del giacimento elbano di Capo Calamita.
 Rendic.d.Soc.min.ital., 13, Pavia 1957
- Garavelli, C.: Sulla presenza di cloruro ferrico esidrato fra i minerali di neoformazione del giacimento elbano di Rio Marina.
 Rendic.d.Soc.min.ital., 14, 1958
- x Gillieron, F.: Osservazioni sulla geologia dei giacimenti di ferro dell'Elba orientale. L'industria mineraria, 10, 1959
- x Gottardi, G.: Studi sulla distribuzione del sodio e del potasio nella granodiorite elbana. Rendic.d.Soc.min.ital., 10, 1954
- x Gottardi, G.: Über Änderungen des Alkaligehaltes des Granitbatholiten des Monte Capanne. Der Karinthin, Folge 24, 1953
- Hoffmann, F.: Über die Geologie Elbas. Karsten's Archiv f.Min. Geogr. etc., 13, 1839
- x Krantz, A.: Geognostische Beschreibung Elbas.
 Karsten's u.v. Pechen's Arch., 15, 1842
- Lotti, B.: Impresioni geologiche di una breve gita all'Isola d'Elba. Boll.R.Comit.geol. d'Italia, 7, Roma 1876
- x Lotti, B.: Il nummulitico nella parte media dell'Isola d'Elba e suoi rapporti colle rocce feldspatiche ed offiolitiche. Boll.R.Comit.geol.d'Italia, 13, Roma 1882

- x Lotti, B.: Tagli geologici naturali dell'Isola d'Elba. Boll.R.Comit.geol.d'Italia. 14, Roma 1883
- x Lotti, B.: Il nummulitico nella parte media dell'Elba. Boll. geol.ital., Roma 1883
- Lotti, B.: Contribuzione allo studio delle serpentine italiane e della loro origine. Boll.R.Comit.geol.d'Italia, 14, Roma 1883
- x Lotti, B.: Carta geologica dell'Isola d'Elba. 1 : 25 000. R.Uff.geol., Roma 1884
- Lotti, B.: Osservazioni geologiche sulle isole dell'Arcipelago toscano. Boll.R.Comit. geol. d'Italia, 15, Roma 1884
- x Lotti, B.: Descrizione geologica dell'Isola d'Elba. Mem. descr.carta geol.d'Italia, 2, Roma 1886
- x Lotti, B.: I giacimenti ferriiferi del Banato e quelli dell'Elba. Boll.R.Comit.geol. d'Italia, 18, Roma 1887
- Lotti, B.: Sopra una nota del Prof.C.Bucca sull'età del granito elbano. Boll.R.Comit.geol.d'Italia, 22, Roma 1891
- x Lotti, B.: Über die Entstehung der Eisenerzlagerstätten der Insel Elba und der toskanischen Küstenregion. Geol.Foererning, Foerhandl., 13, Stockholm 1891
- x Lotti, B.: Sulle apofisi della massa granitica del Mt.Capanne nelle rocce sedimentarie eoceniche presso Fetovaja nell'Isola d'Elba. Boll.R.Comit.geol.d'Italia, 25, Roma 1894
- x Lotti, B.: Die Eisenerzlagerstätten und die Feldspateruptivgesteine der Insel Elba. Z.prakt.Geol., 3, 1895
- x Lotti, B.: Sui giacimenti ferriiferi dell'Isola d'Elba. Rass. min. 11, 1899
- x Lotti, B.: Sui depositi ferriiferi dell'Elba e della regione litoranea tosko-romana. Rass.min., 14, Torino 1901
- x Lotti, B.: Eisenerze der Maremmen und auf Elba. Z.prakt.Geol., 1905
- x Lotti, B.: A proposito di una recente scoperta di minerali plumbo-argentiferi all'Isola d'Elba. Rass.min., 21, Torino 1904

- x Lotti, B.: Silberhaltige Bleierze bei Rosseto. Z.prakt.Geol., 13 1905
- Lotti, B.: La riunione della Soc.Geol.Ital. a Portoferraio e l'ipotesi del Termier sulla tettonica dell'Isola d'Elba. Boll.R.Comit.geol. d'Italia, 41, Roma 1910
- x Lotti, B.: Cenni geologici e mineralogici dell'Isola d'Elba. Elba illustrata, Portoferraio 1923
- x Lotti, B.: I depositi dei minerali metalliferi. Guida allo studio e alla ricerca dei giacimenti metalliferi con speciali esemplificazioni di giacimenti italiani. Giacimenti feriferi dell'Isola d'Elba. S.108-112. Edizione de l'Industria Mineraria Genova 1928
- Marinelli, G.: I fenomeni di autometamorfisma nelle rocce porfiriche dell'Isola d'Elba. Rendic.d.Soc.min.ital., 10, 1954
- x Marinelli, G.: Le rocce granitiche e porfiriche dell'Isola d'Elba. Rendic.d.Soc.min.ital., 12, 1954
- Matteuci, R.: Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba. Porfido granitico. Atti Soc.tosc.di sc. nat., Mem., 14, Pisa 1895
- Matteuci, R.: Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba. Aplite porfirica. Atti Soc.tosc.di sc. nat., Mem., 16, Pisa 1898
- Mattirolo, E. und Aichino, G.: Relazione sopra alcuni saggi industriali di minerali di ferro dell'Isola d'Elba. Boll. R.Comit.geol. d'Italia, 28, 1897
- Mattirolo, E.: Sugli scisti argillosi della nuova galleria dei Giove. Boll.R.Comit.geol. d'Italia, 18, Roma 1887
- Manasse, E.: Ricerche petrografiche e mineralogiche sul Monte Arco (Isola d'Elba). Atti Soc.tosc.di sc.nat., Mem. 28, Pisa 1912
- x Meneghini, G.: Fossili siluriani dell'Isola d'Elba. Atti Soc.tosc.di sc.nat., Proc.verb., 3, Pisa 1883
- Minguzzi, C.: I costituenti minori dei minerali di ferro elbani (Ricerca e dosatura spettrografica dei costituenti minori della ematite e delle magnetite). Atti Soc.tosc.di sc.nat. Mem. 57, S.A. 1950

- Minguzzi, C.: Ricerche sulle limonite dell'Isola d'Elba.
Rendic.d.Soc.min.ital., 8, 1952
- Moret, L.: La structure de l'Elbe. Grenoble Univ. Lab.Geol.,
29, 1952
- Naumann, C.F.: Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. 2, 1862
- Nessig, W.R.: Die jüngeren Eruptivgesteine des mittleren Elba.
Z.d.dtsch.geol.Ges., 35, H.I., Berlin 1883
- x Novarese, V.: Il presunto piano milonitico dell'Isola d'Elba.
Boll.R.Comit.geol. d'Italia, 41, Roma 1910
- x Pantanelli, D.: Diaspri elbani. Atti Soc.tosc.di sc.nat., Proc.verb.,
3, Pisa 1883
- x Penna, F.: Memoria sull'ferro in Italia. VI. Giacimenti dell'
Isola d'Elba. XIX. Congr.géol.internat., Algeria 1952
- Pini, F.: Osservazioni mineralogiche sopra minerali di ferro
di Rio ed altre parti dell'Isola d'Elba. Milano 1777
- Pulle, G.: Minerale e rocce dell'Isola d'Elba, Livorno 1906
- Pulle, G.: Le miniere dell'Elba in A.Stella: Le minere di ferro
in Italia. Ed.Latter, Torino 1921
- x Rath, G. vom: Geognostisch-mineralogische Fragmente aus Italien.
VIII. Die Insel Elba. Z.d. dtsch.geol.Ges., 22,
Berlin 1870
- Rath, G. vom: Su la foresite, nuovo minerale della famiglia delle
zeoliti, rinvenuto nelle geochi tormaliniferi dell'
Isola d'Elba. Boll.R.Comit.geol.d'Italia, 5, R.1874
- Roster, G. und Grattarola, G.: Note mineralogiche su l'Isola d'Elba. Boll.R.Comit.
geol.d'Italia, 7, Roma 1876
- x Rühl, A.: Elba. Z.d.Ges.f.Erdkunde zu Berlin, Berlin 1912
- Sacco, F.: Rinvenimento di Fenestella all'Elba. Boll.Soc.geol.
ital., 32, Roma 1913
- x Savi, P.: Cenno sulla costituzione geologica dell'Isola d'Elba.
Nuovi G.dei Letterati, n.71, 1833
- Savi, P.: Sulla miniera di ferro dell'Isola d'Elba. N.Giorn.
Lett. 31, 1835

- Stella, A.: Nuovi studi singiacimenti ferriferi dell'Isola d'Elba. Boll.Soc.geol.ital. 52, 1933
- Studer, B.: Sur la constitution géol. del'Ile d'Elbe. Bull.Soc. Géol.France, 12, Paris 1841
- Teichmüller, R.: Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Abh.d.Ges.d. Wiss.zu Göttingen, n. 7, Berlin 1931
- Termier, P.: Sur les nappes de l'Ile d'Elbe. C.R. Accad.Sc.Paris, 148, Paris 1909
- Termier, P.: Sur les granites, les gneiss et les porphyres écrasés de l'Ile d'Elbe. C.R. Accad.Sc.Paris, 148, Paris 1909
- x Termier, P.: Sur les relations tectonique de l'Ile d'Elbe avec la Corse. C.R.Accad.Sc. Paris, 149, Paris 1909
- x Termier, P.: Sur la tectonique de l'Ile d'Elbe. Bull.Soc.géol. France, 10, Paris 1910
- Termier, P.: Sur les mylonites de l'Ile d'Elbe. C.R. Accad.Sc. Paris, 152, Paris 1911
- Toso, P.: Del fosforo e dell'arsenico nei minerali di ferro dell'Isola d'Elba. Boll.R.Comit.geol.d'Italia, 28, Roma 1897
- Toso, P.: Appunti sui giacimenti ferriferi dell'Isola d'Elba. Riv.Serv.Min. 28, 1902
- Trevisan, L.: La tettonica dell'Isola d'Elba. Padova 1948
- x Trevisan, L.: L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità. Padova 1950
- x Trevisan, L.: La 55^a riunione estiva della Soc.geol.ital.Boll.Soc. geol.ital., 70, 1951
- x Trevisan, L.: Il trias della toscana e il problema del Verrucano triassico. Isola d'Elba S. 25, Atti Soc.tosc. di sc.nat., Mem. 62 A 1955
- Tschermak Sur la Granat octaedrique de l'Ile d'Elbe. Compt. rend. de Acc.des Sc., Paris 1862
- Wijkerslooth, P.: Die falschen und die wahren Mylonite des tertiären Granitkomplexes von Elba. Proc.k.Akad.v.Wtsch., 34, Amsterdam 1931

- x Zia, R.: Calcarei a Calpionella della Toscana. Isola d'Elba
S. 10-12 Boll.Soc.geol.ital. 74, 1955.

2. Weitere verwendete Literatur

- Behrmann, R.B.: Die geotektonische Entwicklung des Apenninssystems.
Geotekt.Forschungen, H.12, Stgt. 1958 Schweizer-
bart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Blanc, A.C.: Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di
riva nel Mediterraneo centrale durante l'era glaziale.
Geologie der Meere u. Binnengewässer, 5, 1942
- Borchert, H.: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lager-
stätten.
N. Jb. f.Min. Abh. 91, 1957
- Burckhardt, C.E.: Giacimenti italiani di Manganese, Symposion sobre
yacimientos de manganeso. XX Congreso geologica
international, 5, Europa, Mexico 1956
- Burri, C. und
Niggli, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens.
Erster Hauptteil: Die Ophiolithe. Zürich 1945
- Cornelius, H.: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite.
Geol.Rdsch., 39, 1951
- Correns, C.W.: Beiträge und Genesis der Lydite (Kieselschiefer).
Mitt.d.Abt. f. Erz-, Salz- und Gesteinsmikrosk.,
Berlin 1924
- Correns, C.W.: Einführung in die Mineralogie, S. 255, Berlin 1949
- David, C.R.: The radiolarien cherts of the Franciscan group. Univ.
Calif.Publ.Dept. Geol.Sci.Bull., 11, 1918
- Forsyth Mayor, C.J.: L'orogene della Fauna delle nostre isole, Proc.verb.
Soc.tosc. di sc.nat., 1882
- Gortani, M.: Recenti progressi nella conoscenza strutturale dell'
Italia. Geotektonisches Symposium z.E.v.H.Stille,
Stuttgart 1956
- Grunau, H.: Geologie von Arosa (Graubünden) mit bes.Berück-
sichtigung des Radiolaritproblems, Dissertation
Bern 1947
- Hegemann, F. und
Albrecht, F.: Zur Geochemie oxydischer Eisenerze,
Chemie der Erde, 17, Jena 1954

- Huene, F. von: Die Tetrapodenfährten im toskanischen Verrucano und ihre Bedeutung. N.JB. f.Min.Geol. u.Pal. B.Bd. 86-B, Stuttgart 1942
- Kraus, E.: Über die jüngsten Bewegungstendenzen in den Alpen. Geol.Rdsch., 43, H.I., 1955
- Kühne: Über die Kulmkiesel-schiefer des rheinischen Schiefer-gebirges, 1936
- Kühnel, J.: Sedimentäre Kieselgesteine, Hornsteine und das Feuersteinproblem. Z.d.dt.geol.Ges., 91, H.3, 1939
- Leitmeier, H.: Einführung in die Gesteinskunde. Wien 1950
- Lotti, B.: Appunti geologici sulla Corsica. Boll.R.Comit. geol.d'Italia, 14, n.3, 1883
- Lotti, B.: Geologia della Toscana. Mem.descr. Carta geol. d'Italia, 13, Roma 1910
- Pilger, A.: Der innerdinarische Trog von Sarajewo. ZdGG, Bd. 91, 1939
- Ramdohr, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen, Berlin 1955
- Serge, A.G.: Neue geologische und morphologische Untersuchungen im tyrrhenischen Gebiet. Geol.Rdsch. 47, Bl.1, 1958
- Simonelli, V.: Terreni e fossili dell'isola di Piano - sa nel Mar Tirreno. Boll.R.Comit.geol.d'Italia, 20, Roma 1889
- Schwan, W.: Geologisches Auftreten und Entstehung der Kiesel-schiefer (Lydite). Geologica 11, Berlin 1952
- Staub, R.: Der Bau der Alpen. Beitr.z.geol.Karte d.Schweiz, N.F., Liefg. 52, Bern 1924
- Staub, R.: Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. Vierteljahresschr.d.Naturfr. Ges., Zürich 1938
- Steinmann, G.: Alpen und Apennin. Monatsbericht d.dtsch.geol.Ges., 1907
- Steinmann, G.: Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. Geol.Rdsch. 4, 1913

- Steinmann, G.: Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Extr. du C.R. XIV e Congress Géol. Int. 1926, Madrid 1927
- Stille, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh.d.Preuss. Akad.Wiss., Math.-Physik. Kl., 1939, Nr. 19, Berlin 1940
- Termier, P. und Maury, E.: Nouvelles observations géol. dans la Corse orientale. Extr.C.R. des séances de l'Accad. d.Sc.t.186, Paris 1928
- Trevisan, L.: Nuovi orientamenti nello Studio della Tettonica. "Historia naturalis" anno I, n.3, Roma 1946
- Trefzger, E.F.: Über die Schwefelkies-Lagerstätten der Toskanischen Maremmen. N.Jb.f.Min., Mh 4/5, 1954
- Tröger, E.W.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935
- Wijkerslooth, P.: Bau und Entwicklung des Apennins, bes. der Gebirge Toskanas. Amsterdam 1934
- Winkler-Hermaden, A.: Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. Ein Beitrag zur Sedimentpetrographie der Julischen Alpen. Tscherm.Min. u. Petrogr. Mitt. 38, Wien 1925.

Lebenslauf

Ich, Johann Friedrich Bodechtel, wurde als Sohn des derzeitigen Universitätsprofessors für innere Medizin Prof. Dr.Dr. Gustav Bodechtel und seiner Ehefrau Elisabeth, geb. Römer, am 27.12.1930 in München geboren.

Nach Besuch der Volksschule trat ich in das Hindenburg-Gymnasium in Düsseldorf ein und legte nach mehrfachem Schulwechsel, bedingt durch die Kriegseinwirkungen, im März 1951 am Lessing-Gymnasium in Düsseldorf die Reifeprüfung ab.

Das Geologiestudium begann ich im Sommersemester 1951 in Bonn und wechselte im Sommersemester 1952 nach München über. Das Wintersemester 1952/53 studierte ich in Ägypten an der Universität Kairo, die restlichen Semester meines Studiums war ich in München, wo ich im Juli 1957 das Diplomexamen für Geologie ablegte. Seither arbeite ich am Institut für allgemeine und angewandte Geologie in München an meiner Dissertation und bin seit Mai 1958 Verwalter einer wissenschaftlichen Assistentenstelle tätig.

9. 5. 1960

ANHANG

1. Geologische Karte von Ost-Elba.
2. Tektonisches Deckblatt zur geologischen Karte.
3. Profilblatt zur geologischen Karte.
4. Karte der S-Sammeldiagramme.

